This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Bound
NOV 12 1898

HARVARD UNIVERSITY.

Mineralogical Laboratory,

UNIVERSITY MUSEUM.

Received as published.

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

SIEBZEHNTER BAND.

MIT ZWEI KARTEN, 9 TAFELN UND 31 TEXTFIGUREN.

WIEN 1898.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

825-19/3

HARVARD UNIVERSITY,
CAMBRIDGE,
MASS.
Dept. of Mineralogy & Petrography.

Received as published

Alle Rechte vorbehalten.

Inhalt.

1. Heft.

Seite

I. Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt III (Bensen). Von J. E. Hibsch. (Hiezu eine geologische Karte, eine Tafel und 9 Abbildungen im Texte.) 1

II. Ueber Zonenstructur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen. Von F. Becke 97

III. Notizen 106

IV. Literatur 107

2. und 3. Heft.

V. Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen. Von Wilhelm Salomon in Pavia. (Mit einer Uebersichtskarte, 7 Profilen und 2 Ansichten) 109

VI. Notizen: J. E. Hibsch: Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspathen und Augiten. E. Cohen: Turmalinhornfels aus der Umgebung von Capstadt. A. Frenzel: Sylvanit von Kalgoorlie. A. Heimerl: Bornit-Vorkommen in Tirol. C. v. John: Arsenkies von Sestrouñ 285

VII. Literatur 292

Neue Bücher 297

Nachricht 300

4. Heft.

VIII. Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. Von A. Dannenberg. (Hiezu eine Tafel in Lichtdruck, Taf. II, und 3 Textfiguren.) 301

IX. Vergleichende Experimente über Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen unter erhöhtem und normalem Druck. Von Carl Fr. Wilh. A. Oetling, geb. zu Hamburg. (Mit 5 Tafeln und 1 Abbildung im Text.) 331

Seite

X. Erwiderung auf Sabatini's: „Ueber die Geologie der Ponzainsel." Von Dr. Carl Camillo Schneider, Wien, Assistent am zweiten Zoologischen Institute 374

XI. Notizen: H. V. Graber: Der Vesuvian von Friedeberg in Schlesien. F. Becke: Bemerkung zu der Abhandlung von Herrn C. Oetling über Verfestigung von Silicatschmelzen unter Druck. 384

XII. Literatur 388

Neue Bücher 390

5. Heft.

XIII. Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien. Von Frank R. van Horn. (Mit einer Tafel) 391

XIV. Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes. Von A. Dannenberg. (Mit 2 Abbildungen im Text) 421

XV. Ueber Beziehungen zwischen dem Schmelzpunkt von Mineralien, ihrer Zonenstructur und Ausscheidungsfolge in Ergussgesteinen. Temperatur der Laven. Von Reinhard Brauns 485

XVI. Notiz: K. v. Kraatz: Gümbelit als Versteinerungsmittel 492

XVII. Literatur 494

6. Heft.

XVIII. Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone-Thales. Von Raimund William Schaefer. (Mit einer Tafel und einer Abbildung im Text) 495

XIX. Mineralogische Mittheilungen. Von Dr. K. A. Redlich in Leoben 518

XX. Die Basalte der Steiermark. 4. und 5. Von Alois Sigmund . . . 526

XXI. Die Titanitkrystalle im Brennergneiss. Von A. Rodewyk in Innsbruck (Mit 3 Abbildungen im Text) 544

XXII. Ueber einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo. Von A. Osann und C. Hlawatsch. (Mit 2 Abbildungen im Text) 556

XXIII. Notiz: E. Weinschenk: Ueber einen neuen Bestandtheil einiger Meteoriten. (Mit einer Abbildung im Text) 567

XXIV. Literatur 569

Neue Bücher 574

Register 577

I. Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Blatt III (Bensen).[1]

Von J. E. Hibsch.

(Hiezu eine geologische Karte, eine Tafel und 9 Abbildungen im Texte.)

Uebersicht.

Blatt Bensen umfasst einen Theil des nordöstlichen Mittelgebirges. Das Gebiet dieses Kartenblattes wird von einem sehr unruhig gestalteten Terrain gebildet, welches in mannigfachster Weise von Thälern und Thälchen durchschnitten ist. Nur der südöstliche Theil des Blattes behielt mehr Zusammenhang und zeigt einen Aufbau aus langgezogenen, sanft welligen Rücken.

Der westliche Theil des Kartengebietes gehört den oberen rechtsseitigen Gehängen der hier flach geböschten Elbthalfurche an, bevor dieselbe in die Diluvial-Ebene von Tetschen-Bodenbach übergeht. Im Nordosten durchzieht das Thal des Polzenflusses das Kartengebiet. Die Wasserscheide zwischen diesen beiden Flüssen besitzt eine nordsüdliche Hauptrichtung vom Tannbusch gegen das Dorf Reichen am Südrande des Gebietes. Dadurch wird das Blatt in zwei ungleiche Theile zerlegt: in einen kleineren westlichen mit einer Abdachung gegen Westen und einen ungleich grösseren östlichen, welcher sich nach Nord und Nordosten allmählich abflacht. Nur der östliche Abfall des Tannenbusches und der Südabhang des Eichberges nördlich von Höflitz böschen sich steiler gegen das Polzenthal.

Westlich der Wasserscheide entwässern das Gebiet folgende, der Elbe in westlicher Richtung zufliessenden Bäche: Steinbach, Reichener und Tichlowitzer Bach. Nordöstlich führen der Bach von Algersdorf, der Grundbach, der Siebenbach und der Grosswöhlener Bach die Wässer der Polzen zu.

---

[1]) Vergl. diese Mitth., Bd. XV, pag. 201.

Das zwischen den Thälern der genannten Bäche vorhandene Territorium ist der abgetragene Stumpf eines ehedem höheren, aus mächtigen Eruptivmassen aufgebauten Gebirgstheiles. Für die Feststellung dessen ehemaliger Höhe lässt sich kein Anhaltspunkt finden. Fest steht, dass das Gebirge mindestens bis zu 625 Meter Meereshöhe gereicht hat. Der Stumpf selbst wurde durch die angeführten und durch zahlreiche kleinere Wassergerinne in mannigfaltigster Weise ausmodellirt, so dass ein vielverzweigtes Netz von Thalschluchten das ganze Gebiet durchzieht, zwischen denen theils sanft, theils recht steil geböschte Rücken und Kämme bis zu 624 Meter über das Meeresniveau emporragen.

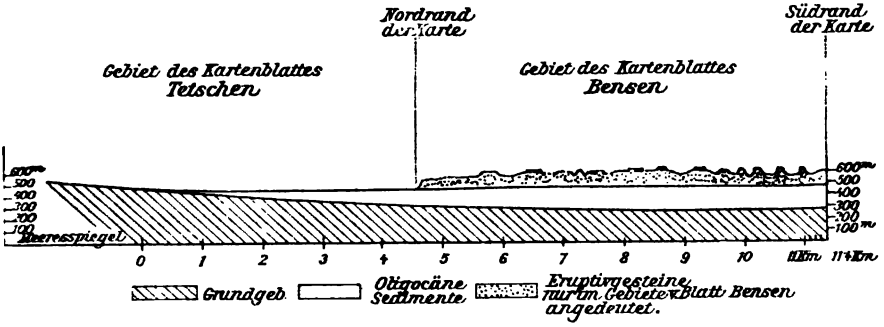
Nirgends im ganzen Kartengebiete ist weder durch Abtrag, noch durch Thalerosion das unter dem böhmischen Mittelgebirge vorhandene Grundgebirge blossgelegt. Von den sedimentären Unterlagen, welche das Liegende für die Eruptivmassen bilden, sind nicht einmal die oberturonen Kreidemergel im Kartengebiete angeschnitten. Blos die oligocänen Sande und Sandsteine wurden von der Erosion erreicht. Die Ursache für diese Erscheinung liegt einerseits darin, dass Grundgebirge und Kreide-Ablagerungen zu tief eingesunken sind; andererseits aber hat die Thalerosion nicht tief genug eingeschnitten. Den höchsten Horizont, 480 Meter Meereshöhe, erreichen die oligocänen Sedimente südlich bei Hortau. Die liegenden Kreidegebilde wären daselbst in 280 Meter Meereshöhe zu erwarten gewesen, da die durchschnittliche Mächtigkeit des Oligocän etwa 200 Meter beträgt. Da, wo Abtrag und Thalerosion das Terrain bis zu diesem Horizonte blossgelegt haben, das ist am Westrande des Gebietes, ist jedoch durch die Verwerfung des Elbthales, deren Sprunghöhe 130 Meter erreicht, die ganze sedimentäre Unterlage um den gleichen Betrag eingesunken. Die Hangendoberfläche des Turon kann deshalb an diesem Orte erst in 150 Meter Meereshöhe erwartet werden. Kein Punkt des Gebietes erreicht diesen Horizont.

Deshalb treten im Kartengebiete von den sedimentären Unterlagen der Eruptivmassen ausschliesslich Tertiärgebilde zu Tage: oligocäne Sande, weiche Sandsteine und Thon.

Die sedimentären Tertiärgebilde schwellen von Nord gegen Süd an. Dieselben besitzen an ihrem Nordrande ausserhalb des Kartengebietes eine Mächtigkeit von 20 bis 30 Meter, erreichen in südlicher Richtung beim Eintritte in das Gebiet der Karte (an dessen

Nordrande) 140 Meter, um am Südrande des Gebietes bis auf 200 Meter Mächtigkeit anzuschwellen. (Vergl. Fig. 1.) Die Hangendoberfläche der tertiären Sedimente, welche die Auflagerungsfläche für die Eruptivgebilde abgab, besass aller Wahrscheinlichkeit nach zu Beginn der vulcanischen Eruptionen die Form, welche die Seeboden gewöhnlich zu besitzen pflegen, die sich von den Rändern gegen das Innere des Beckens schüsselförmig vertiefen. Eine erodirende Thätigkeit war auf dem Seeboden des Tertiärbeckens vor Beginn der Eruptionen ausgeschlossen, da die ersten Eruptionen unter Wasser erfolgten, und sowohl Zufuhr als auch Absatz des gleichen Materials wie vor Beginn der Eruptionen auch während derselben noch stattfanden.

Fig. 1.



Idealprofil der oligocänen Sedimente auf den Blättern Tetschen und Bensen der Mittelgebirgskarte.

Unebenheiten auf dem Seeboden wurden höchstens bedingt durch ungleiche Aufschüttung des zugeführten Materials, also durch Deltabildung. Wir finden die Hangendoberfläche der tertiären Sedimente heute in wechselnden Niveaus. In diese gelangte sie infolge von Verwerfungen. Der höchste Stand der Hangendoberfläche dieser alten Sedimente gibt einen relativen Horizont ab für die Bestimmung der Werte der Verwerfungen. Alles zwischen Beckenmitte und Beckenrand in tieferem Niveau Befindliche muss gesunken sein. Es liegt keinerlei Grund vor, Hebung von Gebietstheilen in unserem Territorium in Erwägung zu ziehen. In höchstem Niveau befindet sich die Hangendoberfläche des tertiären Thones südlich von Algersdorf, nämlich in 500 Metern, und des Sandes südlich von Hortau bei

480 Metern, während die tiefste Lage dieser Oberfläche die Sande am Bahnhof Bensen mit 220 Meter Meereshöhe erreichen. Es müssen also Verticalverschiebungen innerhalb des Kartengebietes mindestens um 260 Meter, respective um 280 Meter stattgefunden haben. Das gibt noch kein vollständiges Bild von der Gesammtgrösse der vollzogenen Bewegung, da ja auch die derzeit höchst gelegenen Theile des Mittelgebirges noch Senkungen erfahren haben, die sich allerdings vorläufig bezüglich ihres Wertes in keiner Weise beurtheilen lassen.

Die Eruptivmassen sind verschiedenartig. Es treten auf: I. Basalte (Feldspathbasalt, Nephelin- und Magmabasalt); Basalttuffe; Tuffit. II. Augitit; Tephrite (Hauyntephrit, Nephelintephrit, Leucittephrit); tephritische Brockentuffe. III. Phonolith; Trachyt. IV. Ganggesteine. *A.* Camptonitische und trachytandesitische Ganggesteine; *B.* Tinguait.

Recht mannigfaltig sind die Formen der Eruptivmassen ausgebildet. Nicht in allen Fällen vermag man über Form und die dieselbe veranlassenden Ursachen Rechenschaft zu geben. Auf der Karte und in diesen „Erläuterungen" ist wohl eine Darstellung der grossen Formen-Mannigfaltigkeit versucht worden. Allein bei den mangelhaften Aufschlüssen kann diese Darstellung in vielen Fällen nur eine subjective Anschauung wiedergeben, welche in der Zukunft durch schärfere Beobachter und geübtere Augen zu prüfen und umzuändern sein wird. Auch die Summe der in die Karte eingetragenen Thatsachen wird in der Zukunft vervollständigt werden müssen durch eingehendere Beobachtung bei besseren Aufschlüssen. — Die Basalte bilden Gangstöcke, deckenförmige Ströme, Schlotausfüllungen und Gänge. Sie stellen die ältesten Eruptivgebilde des Kartengebietes dar. Ueber den basaltischen Massen breitete sich das reichliche Material der Tephrite in Form von weit geflossenen Decken und Brockentuffen aus. Einzelne phonolithoide Tephrite bilden jedoch stockförmige Gesteinskörper, welche die Sedimente und älteren Eruptivmassen durchbrechen. In gleicher Form treten Phonolithe und Trachyte auf.

Das System der Tephritdecken ist zum grösseren Theile abgetragen, nur kleine, erhaltene Lappen am Tannbusch, am Krohnhübel und an anderen Orten zeugen von seiner früheren weiten Verbreitung. Nördlich des Polzenthales lehrt die steile Lehne am Eichberg die grosse Mächtigkeit des tephritischen Systems kennen. Für diese Tephrite scheint der Graben des Polzenlaufes die Eruptions-

stelle gewesen zu sein. Der Polzenfluss suchte in späterer Zeit diese vertiefte Stelle auf.

Die Ganggesteine häufen sich in auffallendster Weise im Südwestwinkel des Kartengebietes an. Nur der Tinguait steht in Beziehung zu Eruptionsgebilden des Kartengebietes, nämlich zu den Phonolithen von Mühlörzen, während die camptonitischen und trachyt-andesitischen Ganggesteine offenbar Begleiterscheinungen der Eruptionen bei Rongstock westlich vom Kartengebiete darstellen.

Wie schon erwähnt, ist das ganze Gebiet stark abgetragen. Ueber die abgetragenen Plateaus des Ziegenrückens und des Scharfensteins südlich von Bensen bewegten sich die Wasserfluten des diluvialen Polzenflusses. In Höhen von 260—270 Meter finden wir Sande und Schotter (Hochterrassen-Ablagerungen) aus dieser Periode. Später erst schnitt der Fluss allmählich tiefer ein. Hiefür geben Zeugnis die Schotter (der Mittelterrasse), welche zwischen 220 und 240 Meter an den Gehängen der Thalweitung des heutigen Flusslaufes abgesetzt wurden. Von den älteren Diluvialablagerungen des alten Elbflusses ist nur ein ganz kleiner Rest knapp am Westrande des Kartengebietes westlich von Gutschengel erhalten geblieben.

Die Schotter sind theilweise mit Höhen- und Gehängelehm bedeckt. Auch die flachen Thalmulden von Hortau und Umgebung, des Brüchtig bei Voitsdorf, von Blankersdorf, von Algersdorf, des Absbaches und des Polzenthales bei Bensen sind mit Höhen- und Gehängelehm ausgefüllt. Das Material für diese Gebilde ist zum Theil äolisch herbeigeführt worden.

Deshalb gliedern sich die im Gebiete des Blattes auftretenden geologischen Gebilde folgendermassen:

I. Oligocän.

1. Unter- und Mittel-Oligocän.
   - *a)* Sande und Sandstein.
   - *b)* Thon-Einlagerungen.
2. Ober-Oligocän.
   - *a)* Tuffit.
   - *b)* Braunkohlenflötze.

Eruptivgesteine.

Basalte (Feldspath-, Nephelin-, Magmabasalt). Basalttuff. Augitit. Tephrite (Hauyntephrit inclusive Sodalithtephrit, Nephelintephrit, Leucittephrit). Tephritischer

Brockentuff.
Phonolith. Trachyt.
Camptonitische, Trachytandesitische Ganggesteine.
Tinguait.

II. Diluvium.

Hochterrasse.
Mittelterrasse.
Niederterrasse.
Lehm der Hochflächen, Gehänge und Thalmulden.

III. Alluvium.

Absätze der heutigen Flüsse und Bäche.

I. Oligocän.

Die ältesten Sedimente des Kartengebietes werden von einer Serie mürber Sandsteine und loser Sande mit Einlagerungen von grauem oder weissem Thon gebildet. Ueber dieser Serie folgt Tuffit mit Braunkohlenflötzen oder Basalttuff, auf welchen sich Basaltströme deckenförmig ausbreiten. Die Basaltstöme werden wieder von Brockentufflagen bedeckt, in welche Decken von Hauyntephrit, Nephelin- und Leucittephrit eingeschaltet sind. Ein reiches System von Ganggesteinen, Phonolithoide Tephritstöcke, Phonolith- und Trachytstöcke durchbrechen alle erstgenannten Gebilde.

Weil in den Tuffen, welche diese Eruptivgesteine begleiten, Reste einer oberoligocänen Flora sich vorfinden (vergl. Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte[1]), 1892, pag. 38 u. f.), so muss das ganze System von Eruptivgebilden der Stufe des Ober-Oligocän eingereiht werden. Nur bezüglich des Endes der Eruptionen muss ein Vorbehalt gemacht werden, da die Zeit nicht bekannt ist, in welcher die Eruptionen erloschen sind. In den Sanden, welche für die Eruptivmassen das Liegende bilden, ist auch im Gebiete der Karte keinerlei organischer Rest aufgefunden worden. Sie unterlagern jedoch die sicher oberoligocänen Eruptivgebilde und deshalb, sowie aus den Gründen, welche in den Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte, pag. 25, namhaft gemacht wurden,

[1]) Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., herausgegeben von F. Becke, Bd. XV, pag. 238 u. f.

sind sie der Stufe des Unter- und Mittel-Oligocän einzureihen. Und so gliedern sich die oligocänen Gebilde in folgender Weise:

Oligocän	Ober-Oligocän	Phonolith. Trachyt. Phonolithoide Tephrite. Hauyntephrit. Nephelintephrit. Leucittephrit. Brockentuff. Basalte und Basalttuff. Tuffit. Braunkohlenflötze.	Camptonitische und Trachytandesitische Ganggesteine. Tinguait.
	Mittel- und Unter-Oligocän	Sandstein. Sande. Thon.	

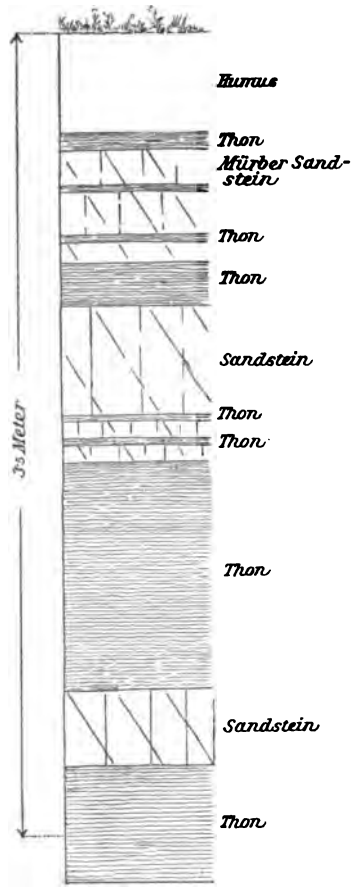
I. Unter- und Mittel-Oligocän.

Die Ablagerungen dieser Stufe bestehen aus einem durchschnittlich 200 Meter mächtigen System von mürben Quarzsandsteinen, losen, licht gefärbten (weissen oder gelben bis braungelben) Quarzsanden, lettenartigen, im feuchten Zustande schmierigen Sanden und eingelagerten Thonen.

a) Sandstein und Sande (os). Der Quarzsand besitzt verschiedene Korngrösse. Zumeist ist er mittel- bis feinkörnig. Seine Farbe ist weiss, gelb bis braungelb. Häufig mengt sich Kaliglimmer in Form lichter Blättchen dem Quarzsand bei. An manchen Orten ist der Quarzsand ungemein feinkörnig. In diesem Falle wird er beim Eintrocknen zu einer harten, fest zusammenhängenden Masse, während er in feuchtem Zustande schmierig, lettenartig sich verhält. Wenn derartig schmierigem Sande noch Thonlagen oder Schmitzen von an der Luft aufblätterndem Schieferthon sich einschalten, so kann das Ganze ein Aussehen gewinnen, welches zu Verwechselungen dieser lettenartigen Sande mit dem aus dem oberturonen Cuvierimergel hervorgehenden Verwitterungsletten (im Kartengebiete nicht vorhanden, an anderen Orten des böhmischen Mittelgebirges häufig) Anlass gibt. Diese Aehnlichkeit mag seinerzeit Herrn J. Jokély verleitet haben, die oligocänen Gebilde am nördlichen Ende des Dorfes Hortau, über 400 Meter Meereshöhe, für ober-cretacëisch zu halten. Als solche sind sie in den Karten der k. k. geologischen Reichsanstalt

in Wien auf Grund der Arbeiten Jokély's eingetragen. Da jedoch im Liegenden dieses lettigen, 3—7 Meter mächtigen Complexes normaler oligocäner Sand vorhanden ist, so kann an dem tertiären Alter desselben nicht gezweifelt werden.

Fig. 2.



Wechsellagerung von oligocänem Thon und Sandstein. Westlich von Netterskoppe. Mit zwei Kluftsystemen im Sandstein.

Nur an wenigen Orten (südlich vom Tichlowitzer Bach, östlich bei Babutin, in der Umgebung des Sperlinggesteins) gewinnt der Sand eine festere Bindung und dadurch eine Verwendbarkeit als Sandstein. Derselbe bleibt aber stets recht mürbe. Sonst werden die gröberen Sande dieser Stufe allgemein als Stubensand, zur Mörtelbereitung u. s. w. benützt.

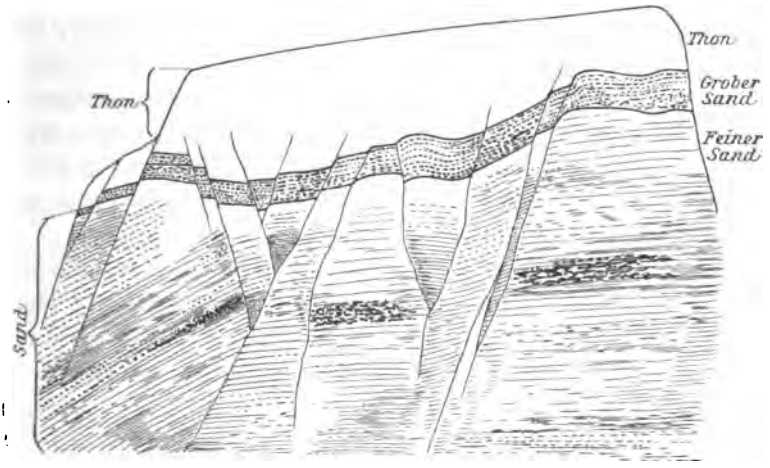
b) Einlagerungen von Thon (oth). Thon bildet Einlagerungen im Sand, respective in Sandsteinen von rasch sich ändernder Mächtigkeit. An manchen Orten rein weiss, fast kaolinartig, besitzt er doch in der Regel nur graue Färbung. Es ist infolge der innigen Wechsellagerung von Sand und Thon, sowie bei der Unstetigkeit des Auftretens von Thon nur in vereinzelten Fällen möglich gewesen, auf der Karte Thon von Sand zu scheiden. Die gegenseitige Verknüpfung mag durch folgende Profile (Fig. 2 und 3) illustrirt werden.

Erwähnt werden muss das rings von Basalttuff umgebene Vorkommen eines grauen Tertiärthons in 500 Meter Meereshöhe südlich von Algersdorf, östlich vom Trachyt-Stock. Dieser Thon ist hellgrau gefärbt. Reich an feinstem Quarzsand enthält er auch Bröckchen

verwitterten Tuffs und anderen Eruptivmaterials. Er steht wohl in irgend einem Zusammenhang mit den südlich vom Trachyt-Stock auftretenden tertiären Sanden. Es liegt derzeit kein Grund vor, genannten Thon und die benachbarten Sande einer höheren Tertiärstufe als dem Mittel-Oligocän zuzuweisen.

Der reinste Thon wird in Gruben des Herrn Josef Weber, nordwestlich bei Bensen, 225 Meter Meereshöhe, gewonnen. Derselbe ist ungeschlemmt bereits fast rein weiss und zur Erzeugung von

Fig. 3.



Partie von Sand, überlagert von Thon. Weber's Thongruben bei Bensen. Oligocänsand mit ungleichmässiger Parallelstructur. Höhe des Ganzen etwa 2·5 Meter.

Töpfer- und Chamottewaaren in ausgezeichneter Weise geeignet. Die Gewinnung des Thones gestaltet sich insofern etwas schwierig, als die oft recht mächtigen, zwischenlagernden Sandmassen gleichzeitig abgebaut werden müssen.

Von Interesse ist die Thatsache, dass in diesem Thon, 14 Meter unter der Oberfläche, ein abgerolltes, 10 Centimeter langes Stäck von Araucarioxylon gefunden worden ist. Dasselbe beweist die Richtigkeit der schon früher (Erläuterungen zu Blatt Tetschen, pag. 27[1]) ausge-

[1]) Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth. Bd. XV, pag. 227.

sprochenen Vermuthung betreffend den Ursprung des thonigen und sandigen Materials für die älteren Oligocän-Ablagerungen vorzugsweise aus dem Rothliegenden des östlichen und mittleren Böhmen. Ausserhalb des Kartengebietes, östlich von Franzenthal, enthält ein bei 315 Meter Meereshöhe vorhandener, schwebend gelagerter Tertiärsand Bänke von Grand eingeschaltet, in welchen neben Quarzgeschieben auch Geschiebe von Plänerkalk sich vorfinden.

Einer brieflichen Mittheilung des Herrn F. Matouschek entnehme ich, dass von ihm im Schlemmrückstande von grauem Thon aus der Umgebung von Bensen ausser Limonit, Hornblende, Quarzsand, Glimmerblättchen und Braunkohlenstückchen die gewöhnlichen typischen Foraminiferen des Turon aufgefunden worden sind. In den weissen Thonen von Bensen hingegen wurden Foraminiferen bis jetzt nicht nachgewiesen. Herr Matouschek wird über die Resultate der noch im Zuge befindlichen Untersuchung an anderem Orte berichten.

Die Gehäuse von turonen Foraminiferen dürften, wie das Stück von Araucarioxylon, eingeschlemmt worden sein. Oberturone Mergel, reichlich Foraminiferen enthaltend, umgrenzten allenthalben das Wasserbecken, in welchem sich die oligocänen Sedimente absetzten.

Lagerungsverhältnisse.

Ablagerungen dieser Stufe finden sich in einem nur wenig unterbrochenen Zuge am Westrande des Gebietes, wo sie sich am Aufbau der flach geböschten rechten Elbthalflanke betheiligen. Bei der Thalerosion für den Lauf der Elbe wurden sie von den auflagernden Eruptivmassen befreit und hierauf angeschnitten. Auch dieser Theil des Elbthales wird demnach gleich demjenigen, welcher nördlich von Tetschen beginnt, von Sandsteinen und Sanden begrenzt. Nur im letzteren treten die Sandsteine in Form steil abstürzender Felswände landschaftlich hervor, während im böhmischen Mittelgebirge die mürben Sandsteine ihre schroffen Contouren verloren und nur sanft geneigte Lehnen bildeten. Die Hangendoberfläche dieser Stufe liegt im Elbthale bei 320, 340—380 Meter Meereshöhe. Die Lagerung ist allda zumeist eine schwebende mit nur geringen Abweichungen. Ferner treten Sande dieser Stufe auf im Gautenthale;

bei Babutin, hier von 250 Meter ab den Dorfbach kreuzend; Hortau Nord und Süd, letzteres Vorkommen reicht bis 480 Meter Meereshöhe und ist dislocirt: Streichen Nordwest, Fallen Südwest mit 50°; ferner bei Voitsdorf; bei Niederalgersdorf; im Polzenthale westlich von Kleinwöhlen; östlich bei Höflitz; südlich vom Bahnhofe Bensen, sowie an vielen Orten in der Umgebung von Bensen. Auch die letztgenannten Vorkommnisse zeigen mit Ausnahme des erwähnten dislocirten Vorkommens südlich von Hortau schwebende oder doch nahezu schwebende Lagerung. Recht verworrene Lagerungsverhältnisse walten in dem Vorkommen von Sand und Thon, welches durch die Gruben des Herrn Josef Weber nordwestlich Bensen aufgeschlossen ist.

Die Mächtigkeit dieser Stufe nimmt im Bereiche des Gebietes von Nord gegen Süd zu von 140 Meter bis zu etwa 200 Meter. Wie aus den bereits angeführten Angaben hervorgeht, befindet sich die Hangendoberfläche der oligocänen Sedimente nicht bei allen Vorkommnissen in gleichem Niveau. Diese Schwankungen sind die Folge von Verwerfungen zwischen den einzelnen Schollen, in welche das gesammte Liegende für die Eruptivmassen zerbrochen ist. Man kann auf Grund dieser Verhältnisse mit Berücksichtigung des übrigen geologischen Aufbaues ein ganzes Netz von Verwerfungen im Kartengebiet construiren. Eine Gesetzmässigkeit im Verlauf der Brüche lässt sich nicht erkennen. Zum Zwecke der Uebersichtlichkeit sind die Brüche in zwei Gruppen nach ihren Hauptrichtungen gebracht worden: eine Gruppe folgt der Hauptrichtung Ost-West, die andere ist im Allgemeinen von Nord nach Süd gerichtet. Mit Rücksicht auf die nördliche Begrenzung des Mittelgebirgs-Senkungsfeldes durch die Erzgebirgsbruchzone kann man die erste Gruppe von Brüchen mit der Hauptrichtung West-Ost Tangential-, die zweite mit der Hauptrichtung Nord-Süd Radial-Brüche nennen.

A. Tangential-Brüche.

T. I. Vom Hofbusch über Steinbach in nordöstlicher Richtung nach Zautig.

T. II. Vom Steinbachthale über Steinbach, hier den Tangential-Bruch I kreuzend, in östlicher Richtung, südlich vom Wachberg über den Ziegenrücken gegen Bensen.

T. III. Von Vogelsang in östlicher Richtung quer durch Voitsdorf, allda den Oligocänsand südlich begrenzend, dann das Kohlenfeld der Segen Gottes-Zeche nördlich abschneidend und das Grundbachthal kreuzend bis zum Ostrande des Kartengebietes.

T. IV. Aus dem Tichlowitzer Bachthale in nordöstlicher Richtung, den Reichener Bach querend, durch den Brüchtig.

T. V. Von Reichen über den Krohnhübel und Hahnbusch an den Ostrand des Gebietes. Auf ihm brachen die grossen Basaltmassen unter dem Krohnhübel und die des Hahnbusch hervor.

B. Radial-Brüche.

R. 1. Die grosse Elbverwerfung. Entlang derselben drang der Basaltgang westlich von Steinbach empor, drangen die Basalte östlich von Schmorda, die vom Tannenberg und Vogelberg hervor. Ueber der Kreuzungsstelle von R. 1 und T. V sitzt der grosse Phonolithkörper südlich von Rittersdorf. Die phonolithoiden Tephrite von Netterskoppe und vom Steinberg bis zum Sperlingstein stehen über einer Radialspalte R. 1′, welche R. 1 unter schiefem Winkel schneidet.

R. 2. Durch das Tichlowitzer Bachthal von Südsüdost nach Nordnordwest.

R. 3. Westlich vom Tannbusch in südlicher Richtung bis zum Brüchtig.

R. 4. Westlich vom Kohlenfelde der Segen Gottes-Zeche verläuft ein Bruch aus Südsüdost nach Nordnordwest. Auf ihm drang der basaltische Gangstock empor, welcher dieses Kohlenfeld im Westen abschneidet.

R. 5. Von den Goldlöchern etwa in der Richtung des Polzenthales gegen Bensen.

R. 6. Zu den Radial-Brüchen können auch gezählt werden die Staffelbrüche im Polzenthale westlich Höflitz.

Die Construction der Brüche gestaltet sich in unserem Gebiete schwierig, weil manche ältere Brüche durch überflossene jüngere Eruptivmassen bedeckt und der Beobachtung entzogen wurden. Aus diesem Grunde ist vorstehende Darstellung mit aller Reserve aufzunehmen.

Wasserführung.

Die Oberfläche der Tertiärsande, namentlich der lettenartigen, ist im Kartengebiete fast allenthalben wasserführend. Die Hangendoberfläche des Mittel-Oligocän wird demnach an vielen Orten zum Quellenhorizont. So sammelt sich das Wasser, welches die Hochquellenleitung für die Stadt Bensen speist, über den oligocänen Sanden im Nordwesten und Norden der Stadt. Auch über den Sanden westlich von Bensen, bei 270 Meter ostnordöstlich von Höflitz, entspringen kräftige Quellen. Desgleichen über den Sanden östlich von Bensen und bei Kronagsdorf, dann in Nieder-Algersdorf bei 360 Meter, endlich östlich von Babutin bei 320 Meter und an anderen Stellen.

An Orten, wo das Wasser keinen raschen Ablauf findet, durchtränkt es die oberen Sandlagen gleichmässig und veranlasst Versumpfung. Liegen derartige Stellen an steileren Lehnen, so bewirkt die Wasserführung grosses Unheil, weil solche Territorien leicht ins Rutschen kommen. Besonders bei Bedeckung durch schweres Blockwerk von Basalten oder Tephriten. Derartige Rutschgebiete finden sich im Kartengebiete nördlich von Schmorda, von 340 Meter abwärts, dann westlich von Schmorda, in 370 Meter beginnend, nördlich von der Humperska bei 300—310 Meter und an anderen Orten. Ein möglichst vollständiges Ableiten des zuströmenden Wassers, also gründliche Trockenlegung, würde diese Gründe sicher zur Ruhe bringen.

2. Ober-Oligocän.

Die Stufe des Ober-Oligocän baut sich auf aus Tuffit, Braunkohlenflötzen, Basalttuffen, tephritischen Brockentuffen, ferner aus den verschiedenen Eruptivgesteinen, Basalten, Tephriten, Phonolith, Trachyt und Ganggesteinen. Ein sicherer Nachweis des oberoligocänen Alters ist derzeit nur für die Tuffite und die in denselben eingelagerten Braunkohlenflötze, dann für die älteren Basalte und Tephrite erbracht worden. Die Eruptionen der Phonolithe und Trachyte können auch in einem jüngeren Zeitabschnitt erfolgt sein. Da jedoch keinerlei Anhaltspunkte für eine genauere Altersbestimmung dieser Eruptionen vorliegen, derzeit nur festgestellt werden kann, dass die Eruptionen nach den grossen Basaltausbrüchen erfolgten, so sind diese Gesteine dem Her-

kommen gemäss mit den anderen, sicher als oberoligocän erkannten Eruptivmassen zusammengestellt worden.

a) Tuffit (oTt).

Die Tuffite stellen geschichtete, mürbe, feinkörnige bis dichte, selten grobkörnige Gesteine dar von bräunlichgrauer, grünlichgrauer, häufig aber hell rothbrauner Färbung. Typische Tuffite bilden das Liegende und Hangende der bei der Segen Gottes-Zeche nördlich Blankersdorf abgebauten Braunkohlenflötze in circa 400 Meter Meereshöhe. Diese Tuffite sind schmutzig dunkelgrün oder bräunlichgrau gefärbte, geschichtete Gesteine, bei denen ganz dichte Lagen mit feinkörnigen abwechseln. Auf dem Querbruch erkennt man schon mit der Lupe zahlreiche kleine, 0·25—0·4 Millimeter messende, abgerundete Quarzkörnchen und kleine Basaltbröckchen, die in einer völlig dichten Zwischenmasse eingebettet sind. Die mikroskopische Untersuchung lässt in der Zwischenmasse scharfkantige Splitter von Augitkrystallen, abgerundete Gesteinsbröckchen von Feldspathbasalt, runde Glaströpfchen und völlig zersetzte Olivine erkennen. Ausser diesen definirbaren Bestandtheilen bleibt aber immer noch ein unauflösbarer Schlamm von grünlichgelber oder olivengrüner Färbung übrig, welcher die Lücken zwischen den genannten Gemengtheilen ausfüllt. In manchen Fällen wird dieser Schlamm braunschwarz und undurchsichtig.

Südlich von Kleinwöhlen ist der Tuffit grob geschichtet, hellgrau gefärbt und ziemlich fest. Er besitzt allda fast den Charakter eines Sandsteins: Lapilli, hirsekorn- bis erbsengross, vereinzelt sogar nussgross, häufig Quarzkörner, abgerundet, grau und farblos, liegen in einer Zusammenhäufung von feinerem, aschenartigem, vulcanischem Auswurfsmaterial. Das letztere ist sehr stark zersetzt, es braust lebhaft mit Säuren.

Zu den genannten Gemengtheilen der Tuffite gesellen sich an manchen Orten auch Splitter von basaltischer Hornblende. In dem Tuffit westlich und südlich vom Haselberg (Algersdorf Süd) treten ganze und zerbrochene Kryställchen von Hornblende und Augit schon für's blosse Auge aus dem dunkel braungrau gefärbten Gestein hervor.

Eine ähnliche Zusammensetzung besitzen die Tuffite auch an den übrigen Orten ihres Auftretens. Von der Oberfläche her ist jedoch

das feinere vulcanische Auswurfsmaterial regelmässig stark zersetzt und intensiv braunroth oder ziegelroth (lateritisch) gefärbt.

Ueber die Entstehung der Tuffite ist bereits in den Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte pag. 29 und 30[1]) das Nöthige gesagt worden. Zur Zeit des Beginnes der basaltischen Eruptionen im Mittelgebirge fand noch Zufuhr und Absatz der gewöhnlichen mitteloligocänen Sedimente (Quarzsand und Thon) statt. Mit denselben mischte sich das basaltische Material, welches die Eruptionen lieferten. Das Gemenge wurde unter Wasser deponirt und lieferte die Tuffite im unmittelbaren Hangenden der mitteloligocänen Sande. Die Aufnahmen im Gebiete von Blatt Bensen haben aber noch ergeben, dass Tuffite auch in höheren Horizonten über Basaltströmen und über normalen Basalttuffen sich vorfinden. Es musste demnach die Wasserbedeckung des Gebietes andauern bis zum Schlusse der älteren Basalteruption.

Es könnte versucht werden, die Beimengung von Quarzkörnern zu dem vulcanischen Material in den Tuffiten zu erklären durch Zerstiebung von oligocänen Sanden während der vulcanischen Ausbrüche. Allein das durch die Eruptionen aus der Tiefe geförderte und ausgesprudelte feste Material der Schlotwände häuft sich erfahrungsgemäss local, unweit der Ausbruchstellen, an, ohne eine allgemeinere Verbreitung zu finden. Eine so gleichmässige Mischung von eruptivem und nichteruptivem Material, wie sie in den Tuffiten durch deren ganze Ausdehnung vorhanden ist, kann auf diese Weise nicht zustande kommen.

Lagerungsverhältnisse und Vorkommen.

Tuffite treten im Gebiete in zwei verschiedenen Horizonten auf: *a)* Unmittelbar über den mitteloligocänen Sanden; *b)* zwischen den älteren Basaltkörpern oder deren Tuffen. Selbst im Hangenden des gesammten Systems der älteren Basalte kann noch Tuffit vorkommen.

Die Tuffite des unteren Horizonts stehen in innigster Verbindung mit den mitteloligocänen Sanden, in ihren Lagerungsverhältnissen folgen sie vollständig den liegenden Sanden. Da letztere in der Mehrzahl der Fälle schwebend lagern, so gilt ein Gleiches für die Tuffite. Dislocirte Lagerung besitzen die Tuffite im Hohlwege

[1]) Tschermak's Mineral. und Petrogr. Mitth., Bd. XV, pag. 229, 230.

nördlich Höflitz; bei 225—240 Meter streichen sie Südostsüd mit einem Verflächen von 20—30° nach Nordostnord, bei 250 Meter weisen sie ein nordsüdliches Streichen auf mit einem östlichen Einfallen.

Diejenigen Tuffite, welche in höheren Horizonten Basaltströmen und den Tufflagen eingeschaltet sind, besitzen im Allgemeinen schwebende Lagerung.

Die Mächtigkeit der Tuffite übersteigt in der Regel 20—30 Meter nicht. Eine bedeutendere Mächtigkeit (rund 100 Meter) erreichen die Tuffite bei Kleinwöhlen entlang des Grosswöhlener Baches, allwo ihnen vielfach kleine Strömchen von Schlackenbasalt eingeschaltet sind.

Tuffite des unteren Horizontes, welche an vielen Orten ihres Vorkommens Braunkohlenflötze einschliessen, kennt man von folgenden Orten des Gebietes: Westlich der Kolmener Bergkippe bei 280—300 Meter; am Wege von Kolmen nach Steinbach bei 370—400 Meter; Hortau Ost 460—470 Meter; Tannenberg West 470 Meter; Reichener Bachthal, Babutin Ost 300—335 Meter, Babutin Süd; am Westrande des Gebietes nordwestlich der Gaute von 260—350 Meter (auf der Karte vom Basalttuff nicht getrennt); Kleinwöhlen West 240—300 Meter; Kleinwöhlen Süd 200—300 Meter; an der Strasse nach Grosswöhlen und westlich davon bei 360 Meter; Höflitz Nord und Ost bei 220—250 Meter; Bensen Nord, nördlich vom Friedhof; Bensen Neustadt 210 Meter; Voitsdorf Ost 380—400 Meter; bei der Segen Gottes-Zeche und nördlich davon; südlich vom Hermersdorfer Glöckelberge tritt ein dichter, grauer Tuffit auf, er reicht bis in's Grundthal nach Osten; westlich und südlich vom Haselberg (südlich Algersdorf) bei 480 Meter; Voitsdorf West (westlich vom obersten [südlichsten] Hause in Voitsdorf) bei 500 Meter.

Aus den höheren Horizonten sind Tuffite von nachstehenden Orten bekannt geworden: Buschmühle Ost 400—420 Meter; entlang der Strasse von Reichen und Voitsberg bei 470 Meter; Voitsdorf West 460 Meter; Krohnhübel West 590—600 Meter; Krohnhübel Ost, Blankersdorf West bei 480 Meter und bei 550 Meter; Hahnbusch West bei 460 Meter und Hahnbusch Süd bei 460 Meter; Algersdorf West 450—460 Meter; im Hangenden von Basalttuff nördlich Franzenthal bei 280 Meter; westlich von Kronagsdorf, nahe dem Ostrande des Kartengebietes (siehe Fig. 8 auf pag. 57); südwestlich von der Algersdorfer Kirche; Reichen bei 575 Meter; westlich der Fichtelhäusel am Klügelberg bei 420 Meter.

Bei ihrer Verwitterung liefern die Tuffite einen zähen, braunrothen Thonboden („rother Letten"), welcher in ebener Lage ob seiner Wasserführung zur Versumpfung Anlass gibt, ewig nass, kalt und schwer ist, hingegen an steileren Lehnen häufig Terrain-Rutschung herbeiführte.

b) Braunkohlenflötze.

In den unteren Tuffiten des Kartengebietes finden sich schwache Braunkohlenflötze sehr verbreitet. Man ist den Flötzen im letzten halben Jahrhundert durch Versuchsbaue nachgegangen, besonders in der näheren und weiteren Umgebung von Blankersdorf, rings um den Hahnbusch, bei Kleinwöhlen und an vielen anderen Orten. Da die Flötze nicht aushielten oder eine für den Abbau nicht würdige Mächtigkeit aufwiesen, in manchen Fällen gar nicht aufgefunden wurden, kam der Optimismus der Unternehmer nicht auf seine Rechnung. Während der Aufnahmsarbeiten für dieses Blatt (Sommer 1895) ging nur noch in der Segen Gottes-Zeche im Blankersdorfer Thale Kohlenbergbau um. Er dürfte auch daselbst binnen Kurzem erlöschen.

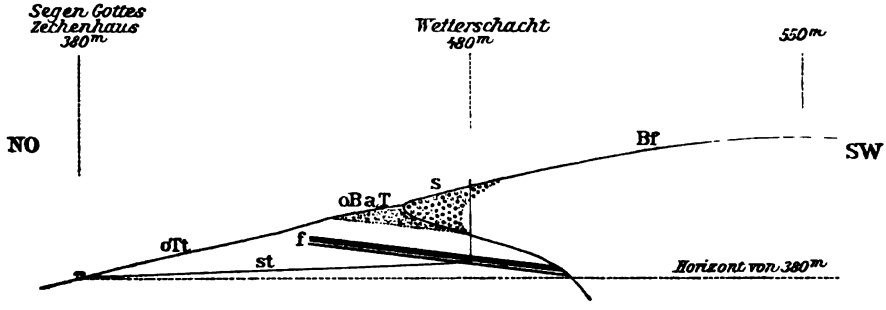
Bei Segen Gottes sind durch den Bergbau drei Flötze von Braunkohle aufgeschlossen worden. Nur das oberste Flötz erreicht eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0·33 Meter, local kann es bis zu 0·65 Meter Mächtigkeit anschwellen. Unter dem ersten Flötz folgt etwa 2 Meter tiefer das zweite Flötz, im Mittel nur 0·2 Meter mächtig. Unter einem Zwischenmittel von 4·5 Meter Stärke folgt das dritte Flötz, gleichfalls nur 0·2 Meter mächtig. First und Sohle der Flötze werden von Tuffit gebildet. Die Kohle ist theils Lignit, theils vorzügliche Pechkohle. Die Flötze zeigen ein südwestliches Verflächen von 5—8°. Das ganze Kohlenfeld ist in einzelne kleine Schollen zerbrochen, die wieder gegenseitig verworfen sind. Im Südwesten wird es durch einen der grossen basaltischen Gangstöcke abgeschnitten, welcher sich gleichzeitig über das Kohlenfeld schräg ausbreitet. (Vergl. Fig. 4 auf nachfolgender Seite.) Die Neigung der Grenzfläche des Gangstockes beträgt etwa 15°. An mehreren Orten im Grubenfeld angefahren, ist die Richtung des Gangstockes mit Südsüdost nach Nordnordwest bestimmt worden. Da man sich anfänglich über seine Mächtigkeit arg täuschte, versuchte man einen Stollen durch ihn zu treiben. Nach etwa 140 Meter Stollenlänge gab man die Arbeit auf. Das interessante Ueberhängen des Gangstockes über das Grubenfeld

wurde besonders durch einen Wetterschacht constatirt, den man aus 480 Meter Meereshöhe zum Förderstollen abteufte. Man durchfuhr zu oberst an 19 Meter Schlackenbasalt, hierauf 34 Meter compacten Basalt, worauf man den Tuffit erreichte. Nachdem noch 22·7 Meter Tuffit durchfahren waren, erreichte man in etwa 404 Meter Meereshöhe das Kohlenflötz. Der Förderstollen ist nach Westsüdwest 245° gerichtet. Das Stollenmundloch liegt in 380 Meter Seehöhe.

Das nördlich von der Segen Gottes-Zeche an der Strasse nach Hermersdorf in früheren Jahren betriebene Kohlenwerk ist längst aufgelassen. Das Mundloch des Förderstollens lag bei 330 Meter.

Am Grosswöhlener Bache südlich Kleinwöhlen tritt im Tuffit bei 272 Meter ein Glanzkohlenflötz von der Mächtigkeit einiger Centimeter in schwebender Lagerung zu Tage.

Fig. 4.



Profil durch das Kohlenfeld der Segen Gottes-Zeche bei Blankersdorf von NO. nach SW. Maasstab 1 : 5000. *st* = Förderstollen. *f* = Drei Braunkohlenflötze mit südwestl. Verflächen (5—8°). *oTt* = Tuffit. *oBaT* = Basalttuff. *Bf* = Gangstock von Feldspathbasalt, das Kohlenfeld abschneidend, seine Längsaxe NNW. gerichtet, bei *s* schlackige Randfacies.

In Reichen wurde ein schwaches Kohlenflötz anlässlich des Abteufens eines Brunnenschachtes bei etwa 575 Meter Meereshöhe nachgewiesen.

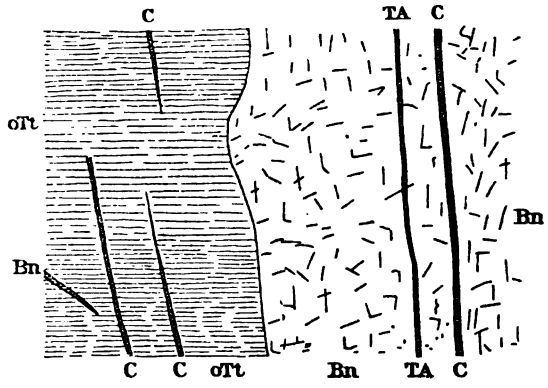
Tertiäre Eruptivgesteine und deren Tuffe.

Es herrscht eine grosse Mannigfaltigkeit unter den Eruptivmassen des Gebietes. Den grössten Raum nehmen Basalte und deren Tuffe ein. Den Basalten stehen an Menge die verschiedenen Tephrite nach. Trotzdem treten letztere infolge ihrer charakteristischen Formen

recht auffällig in die Erscheinung. Phonolithe und besonders Trachyte sind in geringster Menge vorhanden.

Recht verschiedenartige Ganggesteine sind im Gebiete bekannt geworden. Die Gesteinsgänge verdichten sich in ihrem Auftreten in der Südostecke des Gebietes. Die Mehrzahl der Ganggesteine ist camptonitischer Art (Camptonit im engeren Sinne und Monchiquit im erweiterten Sinne von Rosenbusch). Dann finden sich trachytandesitische Ganggesteine (Gauteit). Dieser neue Gesteinstypus bildet ein complementäres Ganggestein zu den Monchiquiten. Tinguait bildet nur zwei Gänge im Gebiete.

Fig. 5.



Gänge von Eruptivgesteinen im rothen Basalttuff und Tuffit an der Westgrenze des Kartengebietes südlich vom Sperlingstein bei 320—350 Meter.
oTt = Basalttuff und Tuffit. *Bn* = Nephelinbasalt. *C* = Monchiquit. *TA* = Gauteit.

Die einzelnen Eruptivgesteine mögen in nachstehender Altersfolge emporgedrungen sein:

1. Basalte.
2. Hauyn- und Sodalithtephrit.
3. Nephelintephrit. Augitit.
4. Leucittephrit.
5. Camptonitische und trachytandesitische Ganggesteine im Gefolge des westlich ausserhalb des Kartengebietes auftretenden Essexitstockes von Rongstock.
6. Phonolith mit Tinguait. Trachyt.

An welcher Stelle dieser Altersreihe jüngere Basaltausbrüche einzureihen wären, liess sich nicht entscheiden, möglicherweise am Schlusse der Reihe. Die Phonolithe bei Mühlörzen und Rittersdorf werden von den Ganggesteinen nicht durchsetzt. Darauf beruht ihre Anordnung in der Altersreihe. Bezüglich des Trachyts konnte nur constatirt werden, dass sein Durchbruch nach den Basalten erfolgte. Auf Grund seiner sonstigen Beziehungen zum Phonolith ist man wohl berechtigt, ihn dem Phonolith als etwa gleichalterig oder als jünger an die Seite zu stellen, wenn auch keine diesen Vorgang stützende Beobachtungen vorliegen.

Die Formen dieser Eruptivgesteine sollen bei der Einzelbeschreibung Erörterung finden. In der Art der Verbindung der Eruptivgesteine waltet die grösste Mannigfaltigkeit, namentlich im Elbthale und dessen Seitenthälern. Wo da eine Felswand angerissen ist, herrscht auch in der Regel der bunteste Wechsel (vergl. Fig. 5).

Basalttuff (oBaT).

Im Hangenden der Tuffite oder auch direct über den mitteloligocänen Sanden und Sandsteinen, seltener eingeschaltet zwischen die grösseren Ströme von Basalt treten im Kartengebiete Basalttuffe auf. Kleine Strömchen von schlackenartigem Basalt finden sich vielfach zwischen den Tufflagen.

Es liegt in der Natur dieser Gesteine, dass ihr Charakter ein sehr verschiedenartiger sein muss. Desgleichen variirt die Mächtigkeit der Lagen von Basalttuff ungemein. Von nur einigen Metern kann deren Mächtigkeit bis zu 200 Meter, ja selbst bis 250 Meter anschwellen.

In der Mehrzahl der Fälle stellen unsere Basalttuffe dunkel gefärbte, braune oder braungraue, mürbe Gesteine dar, im Volksmunde „Kief" genannt. Sie bestehen im wesentlichen aus basaltischem Material: vollkommenen Krystallen oder Krystallsplittern von Olivin, Magnetit, Augit, dunkler Hornblende, sowie aus Tröpfchen, Lapilli und Bomben von Basalt. Hie und da tritt Palagonit in mikroskopisch kleinen, runden, gelblichweissen Tröpfchen auf. Seine Menge bleibt stets eine geringe. Manchen Tuffen fehlt er gänzlich. Die Korngrösse der Elemente ist selten eine gleichmässige. In der Regel liegen grössere Bomben oder Lapilli von Basalt und grössere Krystalle von

Augit in einer feinkörnigen Grundmasse, die aus kleinen bis kleinsten Elementen sich aufbaut. Nicht selten mengen sich abgerundete Quarzkörner dem Eruptivmaterial bei. Wenn dieselben häufiger auftreten, übergeht der Basalttuff in Tuffit. Solche Uebergänge sind nicht selten. Mit der Anhäufung von Quarz wird die sonst undeutliche Schichtung ausgeprägter.

Recht häufig finden sich secundäre Zersetzungsproducte, Calcit, Zeolithe, chloritische und thonige Substanzen in den Basalttuffen. An Calcit sind viele Tuffe so reich, dass sie mit Säuren aufbrausen.

Die Verbindung aller dieser Componenten geschieht gewöhnlich durch Adhäsion, ein eigentliches Cement fehlt. Deshalb auch der lockere Zusammenhalt.

Die Grösse der die Tuffe bildenden Materien wechselt wie bei den tephritischen Tuffen.[1]) Auch unter den Basalttuffen gibt es Aschen- und Sandtuffe, ferner Tuffe, in denen grössere Bomben in einer feinkörnigeren Grundmasse eingebettet liegen. Die Bomben besitzen bei einer abgerundeten Form eine Glasrinde. Letztere verwittert jedoch sehr rasch und löst sich vom Kern los. Auch flaschen- oder birnförmig ausgezogene Bomben findet man ab und zu.

Die Basalttuffe mit oder ohne Bomben unterscheiden sich stets scharf von den tephritischen Brockentuffen durch eine weniger feste Bindung der einzelnen Gemengtheile und durch grössere Gleichartigkeit der aufbauenden Gesteinselemente. Während in den Basalttuffen nur einerlei Art von Basalt, zumeist glasreich, unter den Bestandmassen vorhanden ist, bestehen die tephritischen Brockentuffe aus höchst verschiedenartigen, sehr fest verkitteten Tephritbrocken.

Basalttuffe verwittern leicht und liefern in der Regel einen tiefgründigen, an mineralischen Nährstoffen reichen, warmen, durchlässigen Boden, auf welchem alle Culturgewächse, insbesondere Hülsenfrüchte, reiche Erträge liefern. Solche Tuffböden lassen sich bei einer entsprechenden Fruchtfolge mit häufigerem Anbau von stickstoffsammelnden Hülsenfrüchten besonders gut ausnützen. Die trockenen, steileren, aus Tuff bestehenden Berglehnen würden sich namentlich eignen zum Anbau von Luzerne und von Lathyrus. Uebersteigt die Neigung gegen die Horizontalebene 15—20°, so darf die Fläche

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte, pag. 34. Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., 1895, Bd. XV, pag. 234.

nicht als Ackerland benützt werden, weil die Niederschlagswässer die gelockerte Ackerkrume abwaschen und zur Tiefe führen. Der Boden solcher Lehnen muss durch Bewaldung gebunden werden.

In den Tuffen der Ostseite des Scharfensteins fanden sich Reste folgender, durch Herrn H. Engelhardt[1]) bestimmter Pflanzen:

Carpinus grandis Ung.
Ficus tiliaefolia Al. Br.
Persea speciosa Heer.
Salix varians Göpp.

Basalttuffe treten besonders an folgenden Orten auf: Bei Höflitz Nord und West, hier bis zu den hangenden Basaltströmen reichend, stellenweise intensiv braunroth gefärbt; südlich von Bensen am rechten Ufer des Polzenthales; am Scharfenstein zwischen dem die Burgruine tragenden Felsen und dem nördlichen Plateau, weit nach Osten reichend, am Polzenufer in der Umgebung des Ostportales vom Tunnel der böhmischen Nordbahn mit nordöstlichem Streichen und einem sehr geringen Verflächen (5°) nach Südost, mit oben genannten Pflanzenresten; südlich vom Scharfenstein am linken Polzenufer in grosser Ausdehnung bis zu den Hahnbuschbasalten; nördlich, westlich und östlich bei Algersdorf; südwestlich von Algersdorf, vom Trachytstock durchbrochen; südlich und westlich von Blankersdorf, hier bilden Tuffite das Liegende sowohl, als auch das Hangende für die Basalttuffe, Basaltbomben haben beim Einsinken in den bei ihrem Falle weichen Tuff westlich Blankersdorf (bei dem Hause Nr. 37 hinter dem Blankersdorfer Schulhause in 500 Meereshöhe) interessante Eindrücke verursacht; südlich und südwestlich von Reichen; sehr mächtig am Hermersdorfer Hutberge, im Tuff kleine Strömchen von Schlackenbasalt und Bomben von Nephelindolerit; westlich von Voitsdorf in der Umgebung von Sign. 403 Meter; im Siebengraben westlich vom Ziegenrücken bei 210—230 Meter; südöstlich von Hortau im Hangenden von oligocänem Sand; östlich von Mühlörzen bis 100 Meter mächtige Lagen, von Phonolith durchbrochen; nordwestlich von Mühlörzen ein Nephelinbasalttuff, füllt die grosse Spalte zum Theil aus, welche südlich durch das Tichlowitzer Bachthal begrenzt ist; am Steinbach östlich vom grossen Basaltgang in 300 Meter

[1]) Vergl. H. Engelhardt, Ueber fossile Pflanzen aus tertiären Tuffen Nordböhmens. Sitzungsber. u. Abhandl. d. naturwiss. Ges. Isis. Dresden. 1891, pag. 20.

am rechten Ufer und gegenüber dem Basaltgang am linken Ufer; südlich von Schmorda bei 330—360 Meter, wechsellagernd mit Lagen von Tuffit; endlich östlich vom Sperlingstein von Vogelgesang bis zur Reichener Strasse, im Hangenden von Sandstein und Sand.

Basalte.

Unter den Eruptivgesteinen des Kartengebietes treten die Basalte am auffälligsten in der Vordergrund, sowohl in Bezug auf die Anzahl der einzelnen Gesteinskörper, als auch bezüglich ihrer Masse. Die bei weitem grösste Quantität von Eruptivmaterial im Kartengebiete ist basaltischer Natur.

Es finden sich Feldspathbasalt, Nephelin- und Magmabasalt vor. Zwischen diesen einzelnen Gesteinsarten herrschen so vielerlei Beziehungen, sie weisen in ihren Formen so viel Gemeinsames auf, dass es angezeigt erscheint, die gemeinschaftlichen Charaktere in zusammenfassender Weise hervorzuheben.

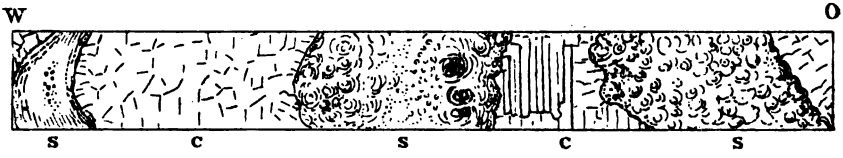
Wie in anderen Gebieten mit grösseren Basaltkörpern (z. B. im Vogelsberg), so bestehen auch unsere Basaltkörper selten zur Gänze aus compactem Basalt, vielmehr ist ein Theil des Gesteinskörpers häufig in schlackig-poröser Ausbildung erstarrt; ja es können kleinere Basaltkörper in ihrer ganzen Ausdehnung schlackig-porös erstarrt sein. Die schlackig-poröse Ausbildungsweise weicht in Farbe und Structur vom compacten Basalt ab. Während der Gesteinskörper bei compacter Entwicklung im allgemeinen schwarze Farben besitzt und nahezu vollkommene Raumerfüllung aufweist, ist der schlackige Basalt grau, blaugrau oder rothbraun gefärbt. Dabei ist der Schlackenbasalt ungemein reich an grossen und kleinen Blasenräumen, so dass er vielfach ein bimssteinähnliches Aussehen gewinnt. Grobe oder feinere kugelschalige Absonderung ist nicht selten. Recht häufig enthält der Schlackenbasalt grössere oder kleinere Bruchstücke von Schlackenbasalt oder auch von compactem Basalt eingeschlossen. Durch die letztgenannten Eigenthümlichkeiten nimmt der Schlackenbasalt nicht selten das Aussehen von Tuff an. Da ferner die schlackige Ausbildung gewöhnlich zonenweise entlang der Ränder der Basaltkörper auftritt, so kann die Abgrenzung des Basaltkörpers gegen benachbarten Tuff recht schwierig und unsicher werden. Die Mächtigkeit solcher randlicher Schlackenkrusten beträgt bis 20,

selbst bis 30 Meter. Auch können in den Basaltkörpern Zonen compacter Ausbildung mit solchen schlackiger Art lagenweise abwechseln, wie dies recht gut zu sehen ist an der Strasse von Bensen nach Franzenthal im Goldloche gegenüber der Burg Scharfenstein, ferner an einem Feldwege, welcher bei Sign. 440 Meter östlich am Hahnbusch in westlicher Richtung aufwärts führt. (Fig. 6.)

In einigen Fällen (Podskale bei Babutin und bei einem kleinen Strome westlich an der Strasse von Hermersdorf nach Blankendorf, unterhalb der Segen Gottes-Zeche) ist die Oberfläche solch schlackig-poröser Basaltkörper noch wohlerhalten und zeigt Formen, welche an die gedrehten Gestalten der Fladen-Lava lebhaft erinnern.

Die Basaltkörper besitzen verschiedene Formen. Einige bilden Ströme. Von diesen breiten sich manche deckenförmig aus. Ferner füllen einzelne Basaltkörper lange, weite Spalten aus, so dass sie

Fig. 6.



Abwechselnde Lagen von compactem Feldspathbasalt *(c)* und Schlackenbasalt *(s)*. Algersdorf West 440 Meter am Fahrwege gegen den Hahnbusch Maasstab 1 : 100.

als „Gangstöcke" bezeichnet werden müssen. Ausserdem aber treten Basalte in Form schmaler Gänge und endlich Schlote ausfüllend auf.

Bezüglich des relativen Alters der Basalte gegenüber den übrigen Eruptivgesteinen des Gebietes liessen sich die im Kartengebiete von Blatt Tetschen gemachten Erfahrungen bestätigen: die Basalte gehören zu den ältesten Eruptivgebilden des Gebietes. Tephrite jeder Art, Phonolith und Trachyt, endlich die im Kartengebiete auftretenden camptonitischen und trachytandesitischen Ganggesteine sind im allgemeinen jüngeren Alters als die Basalte. Bei den Basalteruptionen entstand auch die grösste Anzahl der Tuffit-Vorkommnisse. Was die Altersbeziehungen der einzelnen Basaltarten des Kartengebietes unter einander betrifft, so ergeben sich keine grossen Differenzen in deren geologischem Alter. Die Nephelinbasalte in der Gaute scheinen älter zu sein als die Feldspathbasalte

daselbst, während westlich von Grosswöhlen Nephelinbasalt über dem Feldspathbasalte auftritt. Dieser Nephelinbasalt wäre demnach jüngeren Alters. Und so ist auf eine annähernd gleichzeitige Entstehung dieser beiden Gesteinsarten im Kartengebiete zu schliessen.

Die schlotausfüllenden Basaltkörper stehen in der Regel nicht in directer Verbindung mit den übrigen Basalten, so dass eine relative Altersbestimmung derselben nicht durchführbar war. Basaltströme jüngeren Alters als die Tephrit-Eruptionen konnten im Gegensatze zu den Erfahrungen, welche diesbezüglich im Gebiete des Blattes Tetschen gesammelt wurden, im Gebiete von Blatt Bensen nicht nachgewiesen werden.

Eine Thatsache, welche sich auf die Basalteruptionen im allgemeinen bezieht, verdient noch hervorgehoben zu werden. Die basaltischen Eruptionsproducte (basaltische Gesteinskörper und Basalttuffe) werden an mehreren Orten des Gebietes von tephritischem Auswurfsmaterial (Brockentuff und Tephritdecken) bedeckt. So namentlich am Tannbusch und westlich davon in der Umgebung von Hankens-Stein, sowie am Krohnhübel. Mit den Basaltkörpern, welche von tephritischem Eruptionsmaterial bedeckt sind, ist eine Veränderung von der Oberfläche aus nicht erfolgt seit dem Ausbruche der Tephritmassen. Wenn wir uns die tephritische Decke von den Basalten herabgehoben denken, so erhalten wir denjenigen Zustand der Formen der Basaltkörper, wie er vor Beginn der tephritischen Eruptionen bestand. Die Tephriteruptionen erfolgten bald nach den Basaltausbrüchen. Es dürfte also weder ein grosser Abtrag, noch eine sonstige wesentliche Veränderung mit den ursprünglichen Formen der basaltischen Gesteinskörper erfolgt sein. Gerade die von Tephriten bedeckten Basalte bilden nun zumeist Gangstöcke, die über ihren Ausbruchspalten sitzen und dieselben erfüllen. Die Vorstellung, diese grossen Basaltkörper von Gangstockform seien als Ströme in vorhandene Thäler geflossen und hätten dieselben bis über den Rand erfüllt, ist entschieden zurückzuweisen. Denn die Basaltausbrüche erfolgten zumeist unter Wasser. Hiefür zeugen die vielen Tuffit-Vorkommnisse, welche zwischen die einzelnen Basaltkörper eingeschaltet sind, ja selbst in deren Hangendem, unmittelbar unter dem Brockentuff auftreten können. Letzteres ist z. B. am Krohnhübel der Fall. Die Wasserbedeckung verhinderte eine Thalerosion

im vorbasaltischen Territorium. Die Basaltströme konnten sich demnach nur flach ausbreiten, nicht aber in Thalfurchen ergiessen.

Die Formen, welche uns die Basaltkörper nach der gedachten Abdeckung der tephritischen Schutzkappen zeigen, lassen aber auch weiter nicht auf das Vorhandensein von Vulcanen vom Vesuv-Typus oder vom Kilauea-Typus schliessen. Nichts im gesammten Kartengebiete erinnert an die vulcanischen Gebilde Süditaliens oder an die auf Hawaii. Vielmehr scheinen sich die Eruptionen nach dem Typus vollzogen zu haben, welcher uns aus Island bekannt ist: die Eruptivmassen dringen auf längeren Spalten empor. Dabei kann Zerstäubung und Tuffbildung erfolgen oder die Eruptivmassen entströmen zusammenhängend der weiten Oeffnung und breiten sich entweder deckenförmig aus oder erstarren als Gangstöcke, nach oben sich verbreiternd, mit sanft gewölbter Oberfläche über der Ausbruchspalte.

Feldspathbasalt (Bf).

Die überwiegende Mehrzahl von Basaltkörpern des Kartengebietes besteht aus Feldspathbasalt. In Folgendem sind die einzelnen Vorkommnisse speciell angeführt. Gleichzeitig wurden besonders bemerkenswerte Beobachtungen bei den einzelnen Fällen hervorgehoben.

1. Am Nordrande des Kartenblattes ragt nördlich von der „zu Zautig" gehörenden Häusergruppe in 220 Meter ein Gang von Blatt Tetschen in's Kartengebiet herein. Der Gesteinskörper zeigt säulenförmige Absonderung.

2. Oestlich davon breitet sich in 260 Meter ein deckenförmiger Strom aus.

3. Westlich von Nr. 2 liegt ein Haufwerk loser Basaltsäulen, von 240—220 Meter herabreichend.

4. Deckenförmiger Strom, zwischen 285 und 300 Meter Meereshöhe, nordwestlich von Höflitz. Im Westen nur 3—5 Meter mächtig, schwillt er in seinem östlichen Verlauf bis zur Mächtigkeit von 15—20 Metern an. Das Gestein ist anamesitisch ausgebildet. Der Olivin hat die in den Basalten des Gebietes so häufige Umwandlung in ein rothes oder rothgelbes glimmerartiges Mineral erfahren.

5. Südlich von Nr. 4 tritt in 260—275 Meter eine andere Decke auf, von Nr. 4, wie es scheint, durch Tuff getrennt. Die

Gesteinskörper Nr. 4 und 5 besitzen rothbraun gefärbte, bimssteinartige, blasenreiche Randfacies.

6. Am Laufe der Polzen bildet auf dem rechten Ufer ein Feldspathbasaltkörper östlich der Strasse von Kleinwöhlen nach Höflitz in 170—175 Meter eine von Mittelterrassen-Schotter bedeckte Kuppe. Der gleiche Basaltkörper tritt über dem Diluvial-Schotter gegen Höflitz zu noch einmal aus dem Tuff hervor.

7. Kleines Küppchen in 270 Meter am Fusswege von Bensen nach Habendorf, östlich vom kleinen Vorkommen von Tertiärsand.

8. Westlich vom Fusswege, der von Bensen nach Habendorf führt, bei Sign. 317 Meter. Säulenförmig abgesondert. Schwammig corrodirte Hornblende im Gestein. Olivin zur Gänze in ein hellgelbes glimmerartiges Mineral umgewandelt.

9. Südwestlich von Nr. 8 liegt in 280—310 Meter über Tuffit ein deckenförmiger Basaltkörper, welcher in seinem oberen Theile schlackig ausgebildet ist. Nur der untere Deckentheil ist in einer Mächtigkeit von etwa 10 Meter compact erstarrt.

10. Der Doberberg, nordnordwestlich bei Bensen, 261 Meter.

11. Neben der Kirche in Bensen bis herab zum alten Friedhof tritt ein stromförmiger Basaltkörper auf. Die Strasse nach Habendorf schneidet seinen Ostrand in 205 Meter an. Säulenförmig abgesondert.

12. An der Strasse von Bensen nach Habendorf bricht nördlich des Doberberges Feldspathbasalt in 260 Meter durch.

13. Nördlich dieser Strasse reicht am Waldrande in 290 Meter aus dem Kartengebiete des Blattes Tetschen ein kleiner Streifen Feldspathbasalt in das Gebiet von Blatt Bensen herein. Gesteinskörper mit röthlichgrauer, schlackig-poröser Randfacies.

14. Nordnordöstlich von Bensen besteht der Kopf des Plateaus am Nordrande der Karte, 275 Meter, aus Feldspathbasalt.

15. Auch die Basaltküppchen östlich von Bensen, westlich von Kronagsdorf, bestehen aus Feldspathbasalt, welcher allerdings ziemlich viel Nephelin führt.

16. Auf dem Plateau des Krohberges (Grauberges), Sign. 297 Meter östlich von Neuland, tritt gleichfalls Feldspathbasalt zu Tage. Der Plagioklas besitzt poikilitische Structur.

17. Das Gleiche ist der Fall bei dem Plagioklas des Feldspathbasaltes von den „Weinbergen", nördlich von Scharfenstein, 300 Meter.

18. „Auf den Teichen“ bei 325 Meter, durch herumliegende Blöcke festgestellt.

19. Am „Kiefernbusch“ von 320—345 Meter [1]), an der Thalkante, nördlich von Franzenthal; anamesitisch, mit reichlichem Nephelin. Plagioklas poikilitisch. Die Basis dieses deckenförmigen Stromes ist als Glasbasalt entwickelt.

20. Am Ostrande des Kartenblattes in 300 Meter unter dem vorhergenannten Strome ragt eine kurze, 10—15 Meter mächtige Decke, südlich von Sign. 323 Meter in das Gebiet hinein.

21. In 300 Meter, südwestlich von Nr. 20, nördlich von Franzenthal eine kleine Decke.

22. In 255—260 Meter ein kleines Strömchen im Walde, nördlich Franzenthal.

23. Kleiner Durchbruch bei 220 Meter im Dorfe Ulgersdorf. Nr. 20—23 mit poikilitischem Feldspath.

24. Oestlich vom Bahnhof Franzenthal, kleiner Kegel 230 Meter und östlich davon.

25. Oestlich von Neuland, südlich bei Bensen, erstreckt sich ein Strom aus 280 Meter an seinem Südende bis 220 Meter an seinem Nordende im Gasthausgarten des Herrn Philipp, Bensen. Allda ist das Gestein dünn säulenförmig abgesondert und reich an grossen Olivinen. In der Grundmasse viel Glas. Der Strom besitzt im Süden eine Mächtigkeit von 10—15 Meter, verschmälert sich gegen Norden allmählich bis auf 4 Meter. Durch eine in östlicher Richtung verlaufende Verwerfung erscheint sein Südende um 20 Meter gehoben.

26. Südlich von Nr. 25 treten an der rechtsseitigen Lehne des Polzenthales, südlich Neuland, zwei deckenförmige Ströme übereinander auf, der obere in 260 Meter, der untere in 222—230 Meter. Der obere Strom ist durch grosse porphyrisch hervortretende Olivine mit auffallenden parallelen Spaltrissen ausgezeichnet.

27. Weiter südlich, wo sich das Polzenthal gegen Osten wendet, kommen an der rechten Seite des Thales drei Basaltströme zum Vorschein, die wohl Theile der unter Nr. 26 genannten Ströme sein könnten: ein kleiner Strom in 255 Meter, 6 Meter mächtig; ein grösserer in 245 Meter, 6—7 Meter mächtig, reicht südlich bis zur

[1]) Die Topographie und die Isohypsen sind auf der Karte an dieser Stelle nicht ganz richtig.

Thalschlucht, die vom Plateau des Scharfenstein in's Polzenthal mündet; ein dritter, grösster, 10 Meter mächtig, unterhalb 235 Meter, besitzt eine schlackig-poröse Randfacies von 4—6 Meter Mächtigkeit, reicht bis über die genannte Thalschlucht gegen Süden. Alle drei Ströme sind durch Lagen von Basalttuff getrennt. Die schlackig-poröse Randfacies grenzt sich gegen den Tuff nicht scharf ab. Namentlich an der flach nach Süden einfallenden Südgrenze des zuletzt genannten Stromes ist dieses Verhältnis entlang eines nördlich der Eisenbahnbrücke am Gehänge aufsteigenden Fussweges gut zu studiren. Alle drei Ströme enthalten reichlich Olivin porphyrisch ausgeschieden.

28. Nach einer schmalen Tuffzone folgt südlich der vom Tunnel der Böhmischen Nordbahn („Scharfenstein-Tunnel") durchbohrte Basaltkörper. Derselbe trennt sich von dem südlicher gelegenen grossen Basaltkörper, welcher die Burgruine Scharfenstein trägt, gleichfalls durch eine ostwestlich streichende Tuffzone ab. Die Länge des nach Südosten gerichteten Eisenbahntunnels beträgt 324 Meter. Vom Westportal aus reicht eine Schlackenkruste, bestehend aus eckigen oder abgerundeten, in der Regel blasenreichen Basaltblöcken und kleineren Basaltstücken, die durch glasreichen Basalt verkittet sind, etwa 20 Meter weit in's Innere des Tunnels. Dann beginnt compacter, säulenförmig abgesonderter Basalt auf 151 Meter Länge. Die Säulen stehen vertical. Hierauf folgt eine etwa 40 Meter mächtige Zone eines tuffähnlichen, schlackig-porösen Basalts. Darauf 51 Meter compacter, säulenförmig abgesonderter Basalt. Endlich gegen das Ostportal ist der Tunnel auf 62 Meter im Basalttuff geführt. Die Grenze zwischen Tuff und Basalt streicht nordsüdlich und fällt nach Westen mit 20—30°. Das frische compacte Basaltgestein ist dicht, schwarz, mit mattem Glanz. Dieser ist abhängig vom relativ hohen Glasgehalt. Von dem westlichen compacten Basalt des Tunnels wurde die chemische Analyse von Seite 48 ausgeführt. Die Dichte des analysirten Gesteins ist 3 008. Im Schlackenbasalt am Westportal finden sich Calcit, Phillipsit und Chabasit in relativ hübschen Krystallen. Der compacte Basalt enthält ab und zu schwammig corrodirte Hornblende.

Zum gleichen Gesteinskörper gehören auch die Felsklippen über dem Westportal des Scharfenstein-Tunnels, die aus einem sehr dichten, festen, braunes Glas führenden Gestein bestehen, sowie das blasenreiche, mandelsteinartige, am Wege zum Hofe Scharfenstein in

250—255 Meter, nördlich vom Tunnel anstehende Gestein. Es scheint der ganze, vom Nordbahn-Tunnel durchbohrte Hügel ein etwa 80 Meter über den Polzenfluss emporragender, aus zwei Basaltkörpern bestehender Gesteinsklotz zu sein.

29. Südlich einer aus Basalttuff gebildeten kleinen Einsattelung erhebt sich der bis 265 Meter Meereshöhe reichende, mit der Burgruine Scharfenstein gekrönte, malerische Basaltfelsen, welcher vom Polzenflusse in scharfer Biegung umflossen wird. Dieser Basaltklotz ist in dünne Säulen aufgelöst, welche in verschiedener Richtung angeordnet sind; auf der Südseite sind dieselben bogenförmig nach West geneigt, weiter östlich liegen sie horizontal, um gleich daneben eine verticale Richtung aufzuweisen. Auf diese Verhältnisse hat schon J. Jokély vor beinahe 40 Jahren (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1858, Bd. IX, pag. 409, Abbildung pag. 410) aufmerksam gemacht. — Im Polzenbett, westlich vom Burgfelsen, steht der gleiche Basalt an. Dadurch wird die Verbindung hergestellt zwischen dem Basalt des Burgfelsens und dem Basaltkörper, welcher westlich an der Strasse von Bensen nach Franzenthal, südlich der Arbeitercolonie Theresienthal und über die Goldlöcher bis südlich vom Burgfelsen sich erstreckt. Auf Grund dieser Verbindung ist der auf beiden Seiten der Polzen auftretende Basalt als ein einheitlicher, stockförmiger Basaltkörper aufzufassen, der sich allerdings durch wiederholte Eruptionen aufgebaut haben kann. Und der gesammte Basaltkörper füllt möglicherweise seinen Eruptionsschlot aus.

J. Jokély gibt von dem Basalt an der Strasse westlich vom Burgfelsen Scharfenstein am genannten Orte, pag. 409, eine Darstellung, nach welcher mehrere, sich gegenseitig durchbrechende Basaltströme und Gänge vorhanden sein sollten. Die durch Jokély abgebildete Stelle, offenbar an der Strasse westlich gegenüber der Spinnfabrik, die am Südfusse des Burgfelsens liegt, ist heute vielfach überwachsen und durch Verwitterung minder deutlich geworden. Sie erscheint heute etwa so, wie folgende Skizze andeutet. (Fig. 7.) Darnach wäre ein einfacher Wechsel von compactem, theils unregelmässig, theils säulenförmig abgesondertem Basalt mit Schlackenbasalt von Süden nach Norden zu constatiren.

Das Gestein dieses Basaltkörpers ist allenthalben, von den Schlackenkrusten abgesehen, ein schwarzer, dichter Basalt mit porphyrisch hervortretenden, kleinen Olivin- und Augitkrystallen. Die

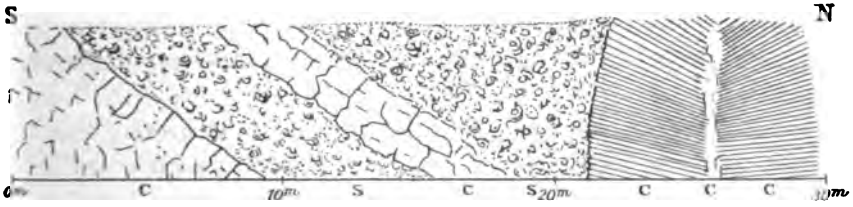
Grundmasse enthält viel braunes oder weisses Glas. In den Goldlöchern hingegen ist das Gestein schon arg verwittert.

30. Ueber dem Ostportale des Scharfenstein-Tunnels in 260 Meter ein kleiner, deckenförmiger, 5 Meter mächtiger Strom über Basalttuff, gegenüber der Spinnfabrik Franzenthal.

31. Südlich der Strasse in Franzenthal erstreckt sich ein Basaltkörper am linken Polzenufer bis an die Ortsgrenze des Kartenblattes. Im Steinbruche des Herrn Thiele (Franzenthal) säulenförmig, weiter südlich plattenförmig abgesondert. Südlich von Ritschel's Steinnussknopffabrik schlackig entwickelt. Erreicht eine Mächtigkeit bis 30 Meter. Das Gestein ist schwarz, fast dicht, reich an weissem, stellenweise an braunem Glas.

32. Südwestlich von Nr. 31 dehnt sich eine gleichfalls bis 30 Meter mächtige Basaltdecke aus, von 260—290 Meter, an ihrem

Fig. 7.



Abwechselnde Lagen von compactem Basalt *(c)* mit schlackigem *(s)*. Rechts säulenförmige Absonderung des compacten Basaltes. An der Strasse westlich vom Scharfenstein.

Nordende bis 240 Meter herabgehend. Sie reicht von der Waldgrenze südwestlich Franzenthal bis zu den Kesselsteinen und wird an ihrer Südostgrenze durch grosse Schutthalden abgeschlossen. Nur ihr unterer Theil besteht aus compactem, schwarzem Basalt in einer Mächtigkeit von 20 Meter, während der obere, 10 Meter mächtig, aus rothem, bimssteinartigem, schlackig-porösem, glasigem Basalt besteht. Auch die Zone compacten Basalts ist stellenweise reich an Blasen, mit Zeolithen (Prehnit?) in deren Räumen. An manchen Orten, so namentlich bei 285 Meter am Fusswege, welcher von Franzenthal zu den Zwergsteinen steil emporführt, ist der Basalt kugelförmig abgesondert. Die Kugeln erreichen 10, 15—30 Centimeter Durchmesser. Zwischen den Kugeln finden sich 1—4 Centimeter dicke Lagen. Das

schwarze, poröse Gestein dieses Kugelbasaltes führt nur wenig Plagioklas, dagegen sehr viel farbloses Glas.

In der schlackig-porösen Zone, sowie in dem hangenden Basalttuff dieser Basaltdecke liegen vereinzelte Basaltbomben bis 80 Centimeter lang, flaschenförmig ausgezogen, mit Riefen an der Oberfläche, welche um die Längsaxe der Bombe spiralig gedreht sind.

33. Ueber dieser Decke (Nr. 32), von ihr durch eine 20 Meter mächtige Lage von Basalttuff getrennt, folgt in 320—330 Meter die oberste Basaltdecke dieses Gehänges, welche weiter nach Südosten bis zu den Kesselsteinen verfolgt werden kann.

Am linken Polzenufer bei Franzenthal folgen demnach drei Basaltkörper übereinander, getrennt durch Lagen von Tuff oder durch Schlackenkrusten: Nr. 31 zu unterst, dann Nr. 32, zu oberst Nr. 33. Die Südostgrenzen aller drei Körper enden in der gewaltigen Schutthalde von Basaltblöcken, welche sich östlich von den Kesselsteinen entlang des Ostrandes des Kartenblattes gegen das Polzenthal herab ergiesst.

34. Südöstlich von den Zwergsteinen in 380 Meter ein Basaltdurchbruch.

35. Oestlich von Algersdorf tritt über Tuff ein grosser Basaltkörper auf, dessen Gestein zum Theil als Schlackenbasalt entwickelt ist. Der nördliche Theil dieses Basaltkörpers wird „Straschen-Berg" genannt. Der Basalt ist ausserordentlich reich an grossen Olivinkörnern. Plagioklas mit poikilitischer Structur.

36. Westlich vom Haselberge durchbricht in 530 Meter der Basalt des „Kohlberges" den Tuffit. Das Gestein ist reich an Olivin, der schon makroskopisch hervortritt. Ausserdem finden sich Reste corrodirter Hornblende vor.

37. Westlich vom Kohlberg ragt ein Basaltrücken bis 528 Meter am Südrande des Kartenblattes aus dem Tuffit empor. Der Gesteinskörper durchbricht den Tuffit gangartig. Das Gestein ist dunkelschwarzgrau, fein anamesitisch, im Innern des Ganges vollkrystallin; in der Mandelstein-Facies auf der Ostseite des Ganges tritt hingegen viel weisses Glas auf. Allenthalben ist Nephelin mit poikilitischer Structur reichlich vorhanden, so dass das Gestein streng genommen Nephelinbasanit genannt werden müsste. In der genannten Randfacies findet sich neben sehr viel Olivin auch corrodirte Hornblende. Letztere wurde im Ganginnern nicht beobachtet.

38. An der Lehne südwestlich des Scharfensteines tritt von 280—320 Meter eine roth gefärbte Schlackenkruste eines Basaltstromes zu Tage, welcher über 320 Meter, wahrscheinlich bis 360 Meter Meereshöhe, als compacter Basalt entwickelt ist. Die Gesammtmächtigkeit des Stromes würde dann 80 Meter betragen. Er muss eine weite Verbreitung in westlicher und östlicher Richtung besitzen. Nach Osten reicht er bis zur „Emma-Ruhe", westlich von den Zwergsteinen. Seine Grenzen lassen sich wegen der Bewaldung und wegen der theilweisen Bedeckung durch Lehm nicht sicher feststellen. Da im Niveau der 360 Meter-Curve reichlich Wasser austritt, verläuft wahrscheinlich die Hangend-Oberfläche in diesem Horizonte.

Das Gestein des Stromes ist anamesitisch mit theilweise ophitischer Structur.

39. Rollblöcke im Walde, westlich von der „Emma-Ruhe" lassen auf einen weiteren Strom schliessen, der sich zwischen den Horizonten 360 und 430 Meter ausdehnen würde und nach Westen wahrscheinlich sich verbindet mit dem nordwestlich vom Hahnbusch bei Sign. 424 Meter anstehenden, dünn säulenförmig abgesonderten Basaltkörper. Das Gestein dieses letzteren ist doleritisch entwickelt.

40. Die gewaltige Basaltmasse des Hahnbusch-Berges gliedert sich zum mindesten in drei übereinander folgende Basaltkörper, welche wahrscheinlich dem Schlote, aus welchem sie aufstiegen, jetzt aufsitzen.

a) Zum untersten, deckenförmigen Basaltkörper, welcher sich (ausgenommen den Westen und Nordwesten) rund um den Hahnbuschgipfel in Höhen zwischen 410 und 480 Meter ausbreitet, gehören die westlich von Algersdorf am Krohberg[1]), auch Grauberg (fälschlich), über Tuffit und Basalttuff westlich bei Sign. 440 Meter anstehenden Schlackenbasalte, dann die compacten Basalte in 400—420 Meter rein östlich vom Hahnbuschgipfel und in 420—470 Meter nördlich vom Hahnbusch. Der letztere zeigt kugelige Absonderung. Local stellt sich Nephelin ein in dem sonst normalen Mineralgemenge des Feldspathbasalts. Als Fremdlinge fallen im Basalt des Krohberges Quarzkörner auf. Bemerkenswert ist die fast holokrystalline Ausbildung des compacten Krohberg-Basaltes, welcher doch nur dünne Lagen zwischen schlackig-porösem Basalte bildet. (Siehe Fig. 6 auf pag. 24.)

[1]) Krohberg = Krähenberg.

b) Ueber dem untersten Hahnbuschstrom breitet sich zwischen den Höhen 480 und 540 Meter ein weiterer Basaltkörper aus, welcher besonders im Nordosten des Berges bei 480 Meter über dem Waldwege ansteht und eine dünnplattige Absonderung aufweist. Stellenweise stellt sich corrodirte Hornblende und dunkler Glimmer neben Olivin ein. Letzterer ist im ganzen Gesteinskörper reichlich vorhanden. Auch dieser Basaltkörper ist stellenweise, namentlich im südlichen Theile, schlackig erstarrt, an andern Stellen aber compact mit porphyrischer Ausbildung. Auch dieser Feldspathbasalt führt Nephelin.

c) Der Gipfel des Hahnbusch besteht über 540—586 Meter aus einem doleritischen Feldspathbasalt. Derselbe steht besonders in der Umgebung des Triangulirungssignales an; sonst aber ist er in Form von Blöcken weit verbreitet. Der Plagioklas findet sich in Form breiter Leisten und grosser Platten vor. Die Leisten ordnen sich divergentstrahlig an. Die Augite sind gleichfalls in zweifacher Form ausgebildet, und zwar als grössere Krystalle und dann als kleinere, xenomorph begrenzt gegenüber dem Plagioklas. Dadurch kommt zum Theil eine ophitische Structur zu Stande. Auch hier tritt Nephelin, sowie dunkler Glimmer recht häufig in das Mineralgemenge ein. Die dunkeln Gemengtheile (Magnetit, Olivin, Augit und Glimmer) bilden etwa 60 Procent, die lichten (Plagioklas und Nephelin) etwa 40 Procent des Gesammtgesteins.

Von dem mittleren Basaltkörper des Hahnbusch trennt sich dieser oberste durch eine Lage von Basalttuff, welche allerdings nur südöstlich vom Triangulirungszeichen anstehend beobachtet wurde. Unmittelbar über dem Tuff im Südosten des Berges weist dieser Basaltkörper bei 540 Meter eine schlackige Ausbildung auf mit porphyrisch ausgeschiedenen Krystallen von Hornblende, Augit und Olivin.

41. Die gleiche doleritische Ausbildung wie dem Gipfelbasalt des Hahnbusch kommt auch dem riffartig hervortretenden Basaltkörper bei Sign. 512 Meter nordwestlich am Hahnbusch zu. Ob er mit Nr. 40 *c)* einen einheitlichen Gesteinskörper bildet, muss vorderhand unentschieden bleiben.

42. Südwestlich von den angeführten Hahnbuschbasalten tritt im Liegenden von Tuffit ein Basaltkörper zu Tage, welcher aus 455 Meter Höhe bis an die Thalsohle des Grundbaches reicht und sich wahrscheinlich auch am linken Thalgehänge des Grundbaches

nördlich Blankersdorf bis zu den nördlichsten Häusern dieses Dorfes (allda schlackig-porös entwickelt) ausbreitet. Am linken Thalgehänge wird er gleichfalls von Tuffit überlagert. Der Grundbach hat sein Bett tief in diesen Basaltkörper eingesägt. Auf der rechten Seite des Thales bildet dieser Basalt mehrere riffartig gegen den Bach vortretende Felsen.

43. Südlich von vorigem breiten sich auf dem flachen Rücken zwischen den Ortschaften Algersdorf und Blankersdorf in 440 bis 510 Meter Meereshöhe zwei durch Basalttuff getrennte Basaltkörper von gleicher Art aus. Der östliche tritt gut zu Tage am Fahrwege nordöstlich vom „Algersdorfer Schlössel". Aus dichter schwarzer Grundmasse treten schon für das unbewaffnete Auge Krystalle von Augit, corrodirter Hornblende und von Olivin hervor. Die Grundmasse ist reich an Magnesiaglimmer. An manchen Stellen des Gesteinskörpers tritt der Olivin sehr zurück, ohne jedoch gänzlich zu verschwinden.

44. Südlich von Nr. 43 tritt bei Sign. 567 Meter und südlich davon ein Basaltkörper auf, welcher fast zur Gänze schlackig-porös entwickelt ist. Derselbe gewinnt insofern eine grössere Bedeutung, als er von dem Algersdorfer Trachytstock durchbrochen wird. Dadurch ist das jüngere Alter des Trachytes festgestellt. Der Basalt selbst ist reich an farblosem Glas, hingegen arm an Feldspath.

45. Westlich von Nr. 44 breitet sich am Bärenberg südwestlich von Blankersdorf ein ausgedehnter, auch vorzugsweise schlackig-porös entwickelter Basaltkörper aus.

46. Bei der Mühle des Herrn Hohlfeld am Grundbache westlich von Bensen-Neustadt tritt in 210 Meter Meereshöhe ein Basalt als Lagergang im Tuffit auf.

47. Im Wäldchen an der rechten Lehne des Grundbachthales unmittelbar vor dessen Einmündung in's Polzenthal bei Bensen-Neustadt tritt bei 220—240 Meter ein Basaltkörper auf, welcher die nördliche Kante des Plateaus von Josefswille bildet. Dieser Basaltkörper setzt sich nach Westen weit fort bis in den nördlichen Theil von Hermersdorf. Wo das Grundbachthal sich mit dem Voitsbachthal vereint, ist ein grosser Steinbruch in ihm angelegt. Vom Steinbruch nach Westen werden die Gehänge des Voitsbachthales auf beiden Seiten aus Theilen dieses Basaltkörpers gebildet. Auch der Hermersdorfer „Glöckelberg" besteht noch aus diesem Basalt. Weil er süd-

lich von oligocänem Sand begrenzt wird, ist der ganze Basaltkörper wohl als Gangstock aufzufassen.

Der Basalt ist zum Theil dicht, zum anderen Theil jedoch feinkörnig ausgebildet. Plagioklas poikilitisch. Viel Magnesiaglimmer. Farbloses Glas reichlich. Am Ostende des Gangstockes corrodirte Hornblende. Augite mit grünem Kern.

48. Im Polzenthale an der Strasse bei 220 Meter westlich der Nordbahnbrücke über den Polzenfluss. Durch einen Steinbruch gut aufgeschlossen. Reich an Einschlüssen von Sandstein, „Porzellanjaspis", Diabas (?).

49. Der südlichere Theil des Josefswiller Plateaus westlich vom Scharfenstein hat wohl zwei grosse, durch Tuffit getrennte Basaltkörper zur Grundlage.

Der eine tritt an der nordöstlichen Plateaukante gegen das Polzenthal in 280—310 Meter zu Tage und auch an einigen Stellen im Westen gegen den Grundbach. Der zweite, höhere, bildet die bewaldeten Rücken, die dem Plateau bei Sign. 357 Meter und westlich davon aufgesetzt sind. Er ist zum grössten Theile mit äolischem Lehm zugedeckt. Das Verhältnis zu dem unter Nr. 39 aufgeführten Basaltkörper liess sich nicht klarstellen. Möglicherweise bildet der obere Basaltkörper des Josefswiller Plateaus nur die nördliche Fortsetzung von Nr. 39.

50. Westlich an der Strasse, welche von Blankersdorf nach Hermersdorf führt, tritt bei 375—380 Meter nördlich von der Segen Gottes-Zeche über Basalttuff ein etwa 5 Meter mächtiger Basaltstrom auf, welcher in seinem unteren Theile mit einer Mächtigkeit von 1 Meter compact erstarrte und säulenförmige Absonderung aufweist, während sein oberer, 3·5—4 Meter mächtiger Theil als Schlackenbasalt erstarrte. Die Oberfläche dieses Basaltstromes zeigt Formen, welche lebhaft an die Oberflächenformen von Fladenlava erinnern. Der Tuff im Liegenden ist bis auf 0·5 Meter Entfernung von der Berührungsfläche contactmetamorphisch beeinflusst.

51. Die Höhe nördlich von der Segen Gottes-Zeche besteht wohl aus zwei über einander geflossenen Basaltkörpern gleicher Art. Der untere reicht mit seiner Hangendoberfläche etwa bis zu 380 Meter Meereshöhe, während der obere, vom unteren durch eine Lage von Tuffit getrennt, bis 410 Meter ansteigt. Das Gestein ist in beiden Fällen ein dichter Feldspathbasalt mit ausgezeichnet poikilitischer

Structur des Plagioklas, sowie des ziemlich reichlich in grossen Feldern auftretenden Nephelin.

52. Das Grubenfeld der Segen Gottes-Zeche wird im Westen von einem basaltischen Gangstock abgeschnitten, welcher den ganzen Höhenzug westlich des Grundbachthales bei dem genannten Kohlenwerke bildet. Er besitzt im Niveau von 400 Meter Meereshöhe eine horizontale Mächtigkeit von mindestens 150 Meter. Ueber dieses Niveau erhebt er sich bis zu 560 Meter Höhe. Entlang seiner nordwestlich gerichteten Ostgrenze verbreitert er sich von unten nach oben. (Siehe Fig. 4 auf pag. 18.) Seine oberflächlichen Lagen sind bis zu 20 Meter Tiefe schlackig-porös entwickelt, während er in seinem Innern als schwarzer dichter Basalt erstarrte.

Die Ausbildungsweise des Gesteins eines derart ausgedehnten Basaltkörpers ist nicht überall die gleiche. An vielen Orten, namentlich an den höchstgelegenen Punkten in der Längsaxe des Gangstockes ist das Gestein feinkörnig und vollkrystallinisch erstarrt. Reichlich tritt Nephelin auf in Form poikilitischer Felder. Gegen die Ränder des Gangstockes zu erscheint farbloses Glas im dichten, nicht mehr körnigen Gestein. Nördlich von Sign. 536 Meter am Waldrande in 405 Metern, sowie in 490 Metern ist corrodirte Hornblende neben Olivin im Gestein vorhanden.

53. Unter dem Plateau des Krohnhübels (Krähenhübels) ist ein gewaltiger, wohl aus mindestens zwei Strömen aufgebauter Basaltkörper vorhanden, welcher die Mitte der Südhälfte des Kartenblattes einnimmt. Wahrscheinlich sind beide Ströme einer grossen, nach Südwest gerichteten Spalte entflossen, deren Richtung durch die Verbindungslinie der höchsten Punkte des Krohnhübels und des Hahnbusch vorgezeichnet ist. Auch die ausgedehnten Basaltmassen des Hahnbusch sind vielleicht der gleichen Spalte entströmt. Unklar ist das Verhältnis dieser Krohnhübelbasalte zu dem unter Nr. 52 beschriebenen Gangstocke, sowie zu dem des Bärenberges (Nr. 45).

Das Gestein ist auch nur theilweise als compacter Basalt entwickelt, zum anderen Theile schlackig-porös. Bei 540 Meter südlich Voitsdorf tritt eine ausserordentlich augitreiche Facies (bis 95 Procent Augit) in der Umgebung des Monchiquitganges auf. In das sonst normale Mineralgemenge des dichten Gesteins tritt bei 460 Meter, bei 520 Meter und 550 Meter nordnordwestlich vom Krohnhübel Hornblende in Gestalt von grossen (bis 10 Millimeter langen) Kry-

stallen ein. Bei 570 Meter nordwestlich des kleinen Leucittephrit-vorkommens westlich am Krohnhübel wurde olivinfreier Basalt mit Hornblende beobachtet.

54. Der Pachterberg östlich bei Voitsdorf, 430 Meter, ist als ein Basaltkörper anzusehen, welcher wahrscheinlich einen Schlot ausfüllt. Das schwarze Gestein besitzt durch grössere Einsprenglinge von Augit-, Olivin- und Hornblende-Krystalle porphyrische Structur. Einige der grösseren Augitkrystalle weisen einen Kern von grünem Augit auf. Auch umschliesst Augit der I. Generation Reste von corrodirter Hornblende.

55. Das völlig dichte, schwarze Basaltgestein, welches nördlich vom Dorfe Reichen die bis 580 Meter ansteigende Platte bildet, ist ein Leucit und Plagioklas führender Basalt, seiner Zusammensetzung nach also ein Leucitbasanit. Es besteht dieses Gestein aus einem glasfreien, gleichmässigen, feinkrystallinischen Gemenge von Magnetit (10 Procent), Olivin in chloritische Substanzen umgewandelt (5 Procent), Augitsäulchen (an 60 Procent), schmalen Feldspathleisten, ungleich vertheilt (12 Procent) und kleinen Leucitkörnern (12 Procent).

56. Am Südrande des Kartenblattes besteht der bis 610 Meter sich erhebende Kegel westlich der Kirche im Dorfe Reichen aus Feldspathbasalt. Das Gestein ist zumeist schlackig-porös entwickelt. In dieser Ausbildung reicht der Basaltkörper bis unter die Reichener Kirche. Auch nach Norden setzt sich derselbe im Liegenden des Tephrittuffes fort. Die Auflagerung des Tuffes auf den Schlackenbasalt ist beim Hause Nr. 130 in Reichen gut zu sehen.

57. Nordwestlich von letzterem Basaltkörper tritt in 540 Metern südlich der Reichener Dorfstrasse eine kleine Kuppe hervor, welche offenbar nur einen durch den Reichener Bach von einem grösseren nördlicher gelegenen Basaltkörper abgetrennten kleinen Theil darstellt. Letzterer erstreckt sich über John's Kippe (Sign. 571 Meter) östlich der Strasse nach Voitsdorf weit nach Norden mit einer Mächtigkeit von 100 Metern. Das Gestein enthält stellenweise grosse Olivinkörner und führt durchwegs reichlich Nephelin.

58. Nördlich vom Vorigen und nördlich der Strasse, die in östlicher Richtung von Reichen nach Voitsdorf führt, tritt in 500 bis 520 Meter westlich vom südlichsten Hause in Voitsdorf eine Basaltkuppe hervor.

59. Bei 490 Meter rein nördlich von der vorgenannten Kuppe tritt aus der äolischen Lehmhülle ein Basaltkörper heraus, welcher aus einem feinkörnigen nephelinführenden Feldspathbasalt besteht.

60. Der zum Theil bewaldete bis 480 Meter sich erhebende Rücken nordöstlich vom vorigen Basaltkörper, westlich von Voitsdorf ist bedeckt von Basaltblöcken, welche die Annahme eines nicht gänzlich aufgeschlossenen Basaltkörpers daselbst rechtfertigen.

61. Westlich von Voitsdorf treten zwei kleine, durch Tuff getrennte Basaltkörper bei 430 Meter, östlich vom Basaltkörper Nr. 60 auf.

62. Riedel's Steinbruch bei Sign. 403 Meter westlich von Voitsdorf ist in einem Basaltkörper angelegt, dessen Gestein doleritisch entwickelt ist.

63. Nordöstlich von Nr. 62, westlich vom unteren Theile von Voitsdorf, tritt in 380 Metern, dann am daselbst von Westen her in den Voitsbach einmündenden Bächlein in 370 Metern, ferner am linken Ufer dieses Seitenbächleins ein ziemlich grobkörnig entwickelter Basaltkörper auf mit theilweise ophitischer Structur und beträchtlichem Nephelingehalt. Gegen den Hermersdorfer Hutberg, in nördlicher Richtung sendet dieser Basaltkörper eine Apophyse in Form eines längeren Ganges ab.

64. Knapp neben dem doleritischen Basaltkörper (Nr. 63) tritt am westlichen Gehänge des Voitsdorfer Thales, bis 380 Meter reichend, ein dichter, glasreicher Basalt auf, welcher an seinem Nordostende säulenförmig abgesondert ist. Die Säulen stehen lothrecht. An seiner Basis mit schlackig-poröser Facies. Neben Olivin findet sich schwammig corrodirte Hornblende in bis 1 Centimeter langen Krystallen im Gestein vor.

65. Westlich vom Hermersdorfer Hutberg breitet sich zwischen dem nördlichen Theile von Voitsdorf und dem Dorfe Hortau ein grosser Basaltkörper aus, welcher bis zu Höhen von 522 Meter und 533 Meter ansteigt. Mit seinem nordwestlichen Ende reicht er bis an die von Hortau nach Grosswöhlen führende Strasse. Er stellt offenbar einen West-Ost gerichteten Gangstock dar. Auch die südlich von ihm aus dem Gehängelehm (westlich von Nr. 62) hervortretenden Basaltgebilde bei 450 Meter und bei 460 Meter gehören wohl zum gleichen Basaltkörper. Das Gestein ist dicht bis feinkörnig. Sein Plagioklas zeigt poikilitische Structur. Grosse Theile dieses Basaltkörpers sind in schlackig-poröser Facies ausgebildet.

66. Knapp nördlich an der Strasse, welche von Hortau nach Grosswöhlen führt, tritt in der Umgebung von Sign. 487 Meter rings vom Brockentuff umschlossen ein Basalt auf, welcher wahrscheinlich einer jüngeren Basalteruption entstammt. Das einschlussreiche Gestein ist arm an Olivin und an Plagioklas. Grosse Magnetitkörner treten porphyrisch hervor.

67. Auf der Südseite des Hermersdorfer Hutberges tritt östlich vom vorgenannten Gangstock von 340 Meter bis über 360 Meter ein Feldspathbasalt auf. Das Gestein desselben ist dicht bis auf kleine glänzende Magnetitkörnchen, die schon für's unbewaffnete Auge deutlich hervortreten.

68. Ein mehr als 100 Meter mächtiger Basaltkörper bildet östlich von Grosswöhlen bis zum Siebenbach die Unterlage für den Brockentuff und den Nephelintephrit von Hankens Stein. Auch westlich der von Grosswöhlen nach Kleinwöhlen führenden Strasse, bei Sign. 410 Meter und westlich davon setzt er sich fort. Das Verhältnis zum Gangstock, welcher als Nr. 65 angeführt wurde, ist nicht festzustellen. Das Gestein ist schwarz und dicht bis feinkörnig. Die relativen Mengen der mineralischen Bestandtheile wechseln recht auffällig. Der stets poikilitisch struirte Plagioklas bildet 5—33 Procent aller Gemengtheile, beim Augit schwankt die Menge von 50—75 Procent, der Magnetit tritt in Mengen von 5—10 Procent auf. Recht häufig stellt sich Magnesiaglimmer ein. An den Rändern des Basaltkörpers ist farbloses Glas im Gestein in erheblicher Menge vorhanden.

69. Der Wachberg bei Kleinwöhlen besteht gleichfalls aus einem Basaltkörper. Derselbe scheint sich auch westlich der Strasse von Klein- nach Grosswöhlen in 280—300 Meter fortzusetzen. Das Gestein ist dicht. Nur Olivinkörner treten hervor. Der Plagioklas hat poikilitische Structur. Viel Magnesiaglimmer ist vorhanden. Auch Nephelin stellt sich ein. Olivin besitzt die bekannten gelben Ränder, von einem Glimmermineral herrührend, im Innern jedoch ist er häufig in chloritische Substanzen umgewandelt. Die beiden Vorgänge, randliche Umwandlung in ein Glimmermineral und Chloritisirung im Innern, sind demnach gänzlich unabhängig von einander. Auch erweist sich der Olivin häufig magmatisch corrodirt.

70. Der Ziegenrücken westlich von Bensen wird von einem Basaltkörper gebildet, der als ein Gangstock angesehen werden kann.

Recht auffällig ist die Form eines nach Süden geöffneten Bogens, welche dieser Basaltkörper in seinem westlichen Theile besitzt. Nur ein kleiner Theil des gesammten Gesteinskörpers ist compact ausgebildet, der grössere Theil besteht aus Schlackenbasalt. Der compact entwickelte Basalt ist feinkörnig bis dicht, mit poikilitischem Feldspath und porphyrisch hervortretenden Olivinkörnern. Basische Ausscheidungen, welche am Südwestende des Basaltkörpers auftreten, bestehen aus Magnetit (überwiegend) und Augit. Das Verhältnis zu dem westlich vom Siebenbach vorhandenen Basaltkörper (Nr. 68) und zu dem am Voitsbach in Unter-Hermersdorf (Nr. 47) konnte nicht klargestellt werden.

Westlich von Kleinwöhlen treten mehrere kleine stockförmige Basaltkörper auf. Davon durchbricht

71. den Tertiärsand in 190 Meter nahe dem Polzenlauf. Das Gestein ist feinkörnig. Olivinkörner treten hervor. Plagioklas poikilitisch.

72. Südwestlich von vorigem kommt ein Basaltkörper in 230 Meter auf der „Kohlstatt" genannten Flur vor. Der Plagioklas dieses Basalts zeigt die poikilitische Structur besonders schön.

73. Nordwestlich von der „Kohlstatt" tritt aus der Lehne „der Kleinwöhlener Stein" als hoch emporragender Felsriff hervor. Die Felsen zeigen eine plattigsäulige Absonderung. Das dunkel grauschwarze Gestein ist reich an braunem Glas.

74. Am Ostabhange des Laskenberges ist eine Basaltdecke zwischen 320 Meter und 340 Meter vorhanden, welche sich aus dem nördlich angrenzenden Gebiete des Kartenblattes Tetschen nach Süd fortsetzt.

75. Südlich davon tritt in 290—300 Metern ein Basaltkörper auf, dessen Plagioklas poikilitische Structur besitzt. Olivin ist zur Gänze in ein röthlichgelbes, optisch negatives Glimmermineral umgewandelt.

76. An der Nordgrenze des Kartenblattes ragt aus dem Tuff bei 225 Meter eine kleine, aus Basalt bestehende Kuppe hervor. Das Gestein ist reich an grossen, in die Länge gezogenen Blasenräumen. Arm an Plagioklas. Gelbbraunes Glas häufig. Wenig Olivin. Selten schwammig corrodirte Hornblende.

77. Zum Feldspathbasalt ist wohl auch ein Ganggestein zu zählen, welches südlich von Kleinwöhlen bei 300 Meter im geschichteten Tuff unweit eines Braunkohlenflötzes aufsetzt. Der saigere Gang

streicht nahezu ostwestlich; seine Mächtigkeit beträgt nur 35—40 Centimeter. Das Ganggestein besitzt eine grauschwarze Färbung und erscheint völlig dicht und compact. Nur parallel dem Salband sind auf jeder Seite des Ganges je zwei blasenreiche Zonen ausgebildet. Unmittelbar am Salband, dann zwischen den Blasenzonen, sowie in der Mitte ist das Gestein compact entwickelt. Alle Bestandtheile des Gesteins (Magnetit, Augit, kleinste Hornblendenadeln, Plagioklasleisten, zuletzt Glasbasis) wurden nur in einer Generation ausgebildet. Olivin fehlt. In Hohlräumen findet sich reichlich Analcim. Das Gestein erinnert in mancher Hinsicht an Monchiquit.

78. An der Südgrenze im Südwestwinkel des Kartenblattes tritt südwestlich von Mühlörzen bei 370 Meter eine Basaltdecke auf. Das Gestein ist ausgezeichnet durch porphyrisch hervortretende grosse Krystalle von Hornblende und Augit, sowie von Olivin.

79. Nordöstlich von Mühlörzen durchbricht ein kleiner Stock den Basalttuff bei 480 Meter. Auch hier liegen grössere Krystalle von Augit und Hornblende (bis 8 Millimeter lang) porphyrisch in einer feinkörnigen Grundmasse, welche reich ist an sehr kleinen Olivinkörnchen.

80. Westlich von Mühlörzen reicht neben dem hier offenbar älteren Nephelinbasalt ein mächtiger Feldspathbasaltkörper aus dem Tichlowitzer Thale in nordöstlicher Richtung bis in's Reichener Bachthal. Auf dem Rücken, welcher die beiden genannten Thäler trennt, breitet sich der Feldspathbasalt stromförmig aus in nordwestlicher Richtung. An seinem nordwestlichen Ende bei Sign. 460 Meter wird der Strom von drei nach Nordost streichenden Gängen von Leucit-Monchiquit durchsetzt. Das Gestein zeigt im grössten Theile seines Auftretens die schlackige Facies. In 420—430 Metern östlich der Gaute besitzt das Gestein sphärolithische Structur. Plagioklas allenthalben poikilitisch.

81. Vom vorigen durch ein kleines Thälchen getrennt, tritt im Reichener Bach-Thal von 340 Meter ab ein weiterer Basaltkörper auf. Derselbe bildet die Bachsohle von 340—380 Meter. An der nördlichen Thalseite reicht er zu Höhen von nahezu 500 Metern hinan. Allda verbindet er sich mit dem folgend genannten Basaltkörper. Das Gestein ist schwarz, dicht; Olivin tritt makroskopisch hervor. Plagioklas poikilitisch. Olivin randlich umgewandelt in ein rothgelbes Glimmer-Mineral.

In diesem Feldspathbasalt finden sich südlich der Reichener Strasse etwa bei 365 Meter grobkörnige Einschlüsse von Nephelinsyenit, welche aus Nephelin, Orthoklas, wenig Quarz, violettem Augit, Magnesiaglimmer und Magnetit bestehen.

82. Der grosse Basaltkörper, welcher nördlich des Reichener Bachthales die obere Thalkante und den Höhenzug des Vogel- und Tannenberges bis zu Drei Linden bildet, steht an seinem Südostende mit dem vorher genannten in Verbindung. Es sprechen einige Thatsachen für die Annahme, dass dieser Basaltkörper sammt Theilen des südlich angrenzenden Basalttuffs eine Gangspalte ausfüllt. Man hätte dann auch hier einen Gangstock vor sich. Aus der schwarzen, dichten Gesteinsgrundmasse treten grosse Hornblende-, kleinere Augitkrystalle und Olivinkörner porphyrisch hervor. Hornblende schwammig corrodirt.

83. Nahe dem Westrande des Kartenblattes tritt südwestlich von Babutin, westlich der Gaute bei 356 Meter eine kleine Kuppe von Feldspathbasalt auf. Gestein normal, dicht, schwarz; Plagioklas poikilitisch.

84. Oestlich der Gaute tritt in 390 Meter im Basalttuff ein ostwestlich streichender Gang eines arg zersetzten Feldspathbasalts auf.

85. Westlich von Mühlörzen treten im Basalttuff mehrere Gänge von Feldspathbasalt auf. Davon tritt besonders einer bei 320 Meter riffartig aus der Thallehne heraus. Derselbe streicht nordöstlich. In der dichten, schwarzen Grundmasse des Gesteins liegen kleine Augit- und Hornblendekrystalle porphyrisch eingebettet. Die Grundmasse ist glasreich mit nur wenig Feldspath. Olivin vorhanden.

86. Ein Feldspathbasalt-Gang von grösserer Mächtigkeit setzt im Basalttuff östlich von Babutin an der nördlichen Lehne des Reichener Bachthales auf. Streichen nordöstlich. Plagioklas poikilitisch. Viel Magnesiaglimmer.

87. Nördlich vom Sperlingstein bricht bei den Sperlinghäusern an mehreren Stellen Feldspathbasalt schlotausfüllend durch den oligocänen Sandstein. Das Gestein enthält neben Plagioklas auch Nephelin.

88. Auch nördlich des Humperska-Thales ist das Gleiche der Fall.

89. Am nördlichen Gehänge des Humperska-Thales tritt aus dem Tuff in 340 Meter eine Decke hervor. Auch dieses Gestein führt Nephelin.

90. Nephelinführend ist auch das Gestein, welches östlich der Humperska den Rücken bei Sign. 409 Meter bildet. Der grössere Theil dieses Basaltkörpers ist als Schlackenbasalt entwickelt.

91. Westlich vom Tannenberg tritt bei 400—420 Meter ein Feldspathkörper (wahrscheinlich ein deckenförmiger Strom) hervor, welcher von phonolithoidem Nephelintephrit durchbrochen wird. Plagioklas des Gesteins poikilitisch. Nephelin und farbloses Glas vorhanden. Zumeist als Schlackenbasalt ausgebildet.

92. Der vorgenannte Basaltkörper setzt sich offenbar nach Nordwesten und Norden westlich unter Netterskoppe fort, bei 380—440 Meter. Der Plagioklas besitzt gleichfalls poikilitische Structur.

93. Der Kegel östlich von Netterskoppe, 465 Meter hoch, besteht auch aus Feldspathbasalt.

94. Der Eichberg westlich Hortau scheint von einem bis 50 Meter mächtigen, ostwestlich streichenden Basaltgange durchsetzt zu sein, von welchem nach allen Seiten Blockhalden herabreichen. Das Gestein des Ganges zeigt grobcubische Absonderung.

95. Nördlich Hortau tritt am rechten Ufer des Baches bei 420 Meter ein Basalthügel hervor. Dessen Gestein setzt sich quer über das Thal nach Westen fort, im Steinhügel nördlich des Hortauer Meierhofes. Das Gestein ist reich an grossen, porphyrisch aus der dichten Grundmasse hervortretenden Olivinkörnern.

96. Der Hofbusch nordwestlich Hortau besteht gleichfalls aus einem Basaltkörper, welcher sich in ostnordöstlicher Richtung über Buschmühle nach Steinbach fortsetzt. Dieser Basaltkörper stellt wohl auch einen Gangstock dar. Das Gestein ist normal entwickelt; nur bei dem einzelnen Gehöfte am Sonnenberg etwa in 400 Metern stellt sich neben reichlichem Olivin corrodirte Hornblende ein. Am Steinbach bei der Brücke in Buschmühle tritt Nephelin recht häufig neben Plagioklas im Gestein auf.

97. Mit vorgenanntem Basaltkörper steht wohl in irgend einem Zusammenhange das Basaltvorkommen am Thalgehänge westlich von Altenrichters Stein in 400—440 Meter Meereshöhe.

98. Nördlich von Steinbach tritt ein deckenförmiger Basaltstrom unter Brockentuff und Nephelintephrit 380—425 Meter auf, welcher sich von dem Thalgehänge nördlich über Steinbach an westlich unter der Bergkippe bis gegen Kolmen verfolgen lässt. Das schwarze,

stellenweise anamesitische Gestein ist recht reich an Nephelin. Plagioklas poikilitisch. In seinem nördlichen Theile (östlich von Gutschengel) enthält der Basalt neben Olivin corrodirte Hornblende.

99. Südlich von Gutschengel ist ein stockförmiger Basaltdurchbruch bei 320—350 Meter vorhanden. Das Gestein desselben ist doleritisch kleinkörnig. Neben Olivin tritt corrodirte Hornblende auf. Plagioklas poikilitisch.

100. Mit vorgenanntem Stock steht vielleicht im Zusammenhange ein südlich davon bei 330 Meter auftretender Basaltkörper, dessen Gestein in dichter schwarzer Grundmasse viel Olivin porphyrisch ausgeschieden besitzt. Viel Magnesiaglimmer. Structur des Plagioklas gleichfalls poikilitisch.

101. Nördlich von „n“ im Worte Babutin setzt im Basalttuff ein nordsüdlich streichender, 5—8 Meter mächtiger Gang eines glasreichen Feldspathbasaltes auf, der von 430—450 Meter zu verfolgen ist. Das Gestein ist olivinfrei. Krystalle von Augit und Hornblende, sowie Magnetitkörner treten porphyrisch aus einer dichten dunkelgrauen Grundmasse hervor, in welcher dunklere Flecken sich bemerkbar machen. Dieselben werden durch reicheres Auftreten eines gelb gefärbten Glases verursacht. Die Grundmasse besteht der Hauptsache nach aus Augit, Magnetit und Glasbasis. Unregelmässig begrenzte isotrope Körner bestehen vielleicht aus Analcim. Selten treten Aggregate von Leisten eines Plagioklas auf.

Die Ausbildung der compacten Feldspathbasalte ist zumeist eine dichte, selten anamesitisch oder doleritisch. Letzteres ist der Fall bei den Gesteinskörpern Nr. 41 *c*, 63, 64 und 99 der Aufzählung. Nicht selten erscheinen Olivin, seltener Augit und Hornblende, in einzelnen Fällen Magnetit porphyrisch ausgeschieden. In das Gemenge der normalen mineralischen Bestandtheile (Magnetit, Olivin, Augit und Plagioklas) tritt oft Nephelin ein. Die Menge dieses Minerals kann so gross werden, dass es rein dem subjectiven Ermessen anheim gestellt bleibt, ob das Gestein Feldspath- oder Nephelin-Basalt genannt werden soll. Glasbasis ist häufig vorhanden. Ihre Menge variirt ungemein. Olivin wurde in allen Vorkommnissen aufgefunden, vielfach treten grosse Körner, selbst bis nussgrosse Knollen, recht auffällig hervor. Wenn auch in manchen Präparaten der Olivin stark

zurücktritt und nur schwer auffindbar ist, so kann er in Dünnschliffen, aus benachbarten Stellen des gleichen Gesteinskörpers hergestellt, wieder beobachtet werden. Häufig weist der Olivin eine randliche Umwandlung in ein rothgelbes, optisch negatives Glimmermineral auf.[1]) Selten ist der Olivin zur Gänze in dieses Mineral umgewandelt. Hat diese Umwandlung in einem Gestein mit grösseren Olivinkörnern stattgefunden, so treten die letzteren als blutroth gefärbte Flecken hervor. Selten zeigt der Olivin magmatische Corrosion. Im Innern der Olivinkrystalle kann die bekannte Umwandlung in Serpentin und chloritische Substanzen ganz unabhängig von den Vorgängen am Rande der Krystalle erfolgen. Neben Olivin findet sich nicht selten schwammig corrodirte Hornblende vor, die ebenfalls gleich dem Olivin porphyrisch hervortreten kann. Leucit stellt sich ein im Basalt auf der Platte nördlich Reichen, bei 580 Meter. Seine Menge erreicht die des Feldspaths im Gestein. Nicht selten tritt Biotit neben Augit auf.

In einer als Magmabasalt entwickelten Randfacies des Feldspathbasaltkörpers am Südabhange des Hermersdorfer Hutberges finden sich Augiteinsprenglinge mit rothgelb gefärbten Einschlüssen. Diese sind in Form von Stäbchen und Blättchen nach a und c angeordnet. Doppelbrechung nicht wahrnehmbar, aber stärkere Lichtbrechung als Augit. Wahrscheinlich Eisenglanz.

Der Plagioklas bildet Leisten oder grössere, unregelmässig begrenzte Felder. In letzterem Falle besitzt er poikilitische Structur und ist von Augitkrystallen gänzlich durchspickt. Er gehört einem recht basischen Kalknatronfeldspath an. Auf Grund der gemessenen conjugirten Auslöschungsschiefen muss man eine Zusammensetzung von Ab_1An_3, in vielen Fällen eine noch kalkreichere, dem Anorthit sich nähernde, annehmen.

Die Glasbasis unserer Feldspathbasalte kann farblos oder braun gefärbt sein. In einem und demselben Gesteinskörper kann braunes und farbloses Glas auftreten. Gegen die Ränder der Gesteinskörper, wie im allgemeinen in den raschen Erstarrungsformen wächst in der Regel die Menge des Glases.

---

[1]) Dieses Glimmermineral scheint nicht identisch zu sein mit einem auch als Umwandlungsproduct des Olivins von M. Lévy in Basalten vom Mont Dore beobachteten rothen Minerale. M. Lévy, Notes s. la Chaine d. Puys Le Mont Dore etc. Bull. d. l. Société géologique d. France, 1890, 3. Sér., Bd. XVIII, pag. 831.

Die Mengenverhältnisse der einzelnen Gemengtheile gestalten sich derart, dass Augit (und Biotit) den grössten Antheil am Gestein mit 60—70 Procent bilden. Ausnahmsweise steigt der Augitgehalt bis 85 Procent. Der Glimmergehalt beträgt nicht mehr als 5 Procent, in der Regel bleibt er weit unter diesem Werte.

Der Kalknatronfeldspath beträgt durchschnittlich 20—25 Procent des Gesteins, ausnahmsweise nur 5 Procent, im Maximum 33 Procent; der Olivin 5—10 Procent, selten nur 3—5 Procent, ausnahmsweise 20 Procent; der Magnetitgehalt 5—8 Procent, selten 15—20 Procent; der Gehalt an Glasbasis kann bis 5 Procent steigen.

Die Structur in unseren Basalten ist eine sehr wechselnde. Ein und derselbe Gesteinskörper kann verschiedene Structuren aufweisen. Die schlackig-porösen Randzonen zeigen mehr weniger vitroporphyrische bis ganz glasige Ausbildung, während die compacten Basaltmassen hypokrystallin-porphyrisch bis holokrystallin-porphyrisch entwickelt sein können. Ophitische Structur stellt sich bisweilen bei den doleritisch und hypidiomorph-körnig ausgebildeten Basalten ein. Aber auch bei dichten hypidiomorph-körnigen Basalten kann eine ähnliche Entwickelung eintreten. Gelegentlich stellen sich Fluctuationserscheinungen ein.

Recht häufig ist Säulenabsonderung vorhanden, besonders schön am Burgfelsen des Scharfensteins. Die Säulen lagern sich nach den verschiedensten Richtungen. Auch kugelige Absonderungen treten auf sowohl im schlackig-porösen, als auch im compacten Basalte.

In den Basaltkörpern westlich von der Braunkohlenzeche „Segen Gottes" (Nr. 53 der Aufzählung) und vom Krohberg bei Algersdorf (Nr. 41 *a*) entstehen durch Verwitterung lichtgraue, kugelige Gebilde von 2 Millimeter Durchmesser, welche zurückzuführen sind auf die Entstehung zeolithischer Substanzen aus Nephelin und Plagioklas. Dieselben häufen sich concretionär an und geben den Anlass zur Bildung der licht gefärbten Körper.

Chemische Zusammensetzung des Feldspathbasalts aus dem Scharfenstein-Tunnel der Böhmischen Nordbahn, 171 Meter vom Westportal entfernt. Das Gestein ist dicht, schwarz. Analyse ausgeführt von Herrn R. Pfohl.

Analysen-Belege. Einwage für den Aufschluss mit $(NaK)\ CO_3$ 0·6559 *g*; für den Aufschluss mit HF 0·4038 *g*; im geschlossenen Glasrohr mit H_2SO_4 0·4304 *g*. — SiO_2 0·2947 *g* = 42·75%. — TiO_2 0·0133 *g* = 2·13%. — $\Sigma\ (Fe_2O_3 + FeO +$

+ Al_2O_3) 0·2105 g = 32·07%; Fe_2O_3 6·1 cm^3 Permang. entsprechend 8·10%; FeO 5·3 cm^3 Permang. entsprechend 5·88%. — 1 cm^3 Permang. = 0·00372 g Fe. — CaO 0·0734 g = 11·14%. — MgO 0·1124 g = 6·17%. — ($KCl + NaCl$) = 0·0518 g; 2 $KCl . PtCl_4$ 0·0543 g = 2·48%; Na_2O = 4·21%. — H_2O 0·0047 g = 1·06%.

SiO_2	42·75
TiO_2	2·13
P_2O_5	Spuren
Al_2O_3	17·24
Fe_2O_3	8·10
FeO	5·88
CaO	11·14
MgO	6·17
K_2O	2·48
Na_2O	4·21
H_2O chem. gebunden	1·06
Summa	101·16
Spec. Gewicht	3·008

Nephelinbasalt (Bn).

Nephelinbasalte treten, wie schon erwähnt, bezüglich der Zahl der einzelnen Basaltkörper gegenüber den Feldspathbasalten zurück. Die Formen des Auftretens sind im allgemeinen die gleichen wie beim Feldspathbasalt: grosse decken- oder kuchenförmige Ströme und Gänge. In Form von Gangstöcken scheint Nephelinbasalt im Gebiete des Kartenblattes nicht aufzutreten.

Die Nephelinbasalte setzen sich ziemlich normal aus Magnetit, Olivin, Augit und Nephelin zusammen. Primärer Magnesiaglimmer tritt in das Mineralgemenge nicht selten ein. Ein farbloses Glas ist in geringer Menge ziemlich häufig vorhanden. Der Olivin erscheint recht oft randlich oder (seltener) zur Gänze in das schon beschriebene rothgelbe Glimmer-Mineral umgewandelt. In einem einzigen Falle wurde beim Olivin magmatische Corrosion beobachtet. Hornblende ist nur in einem feldspathreichen Nephelinbasalt westlich von Steinbach beobachtet worden. Plagioklas ist gewöhnlich in geringer, selten in grösserer Menge vorhanden. Apatit wird in den Gängen von Nephelinbasalt besonders häufig. Die relativen Mengen der genannten Gemengtheile schwanken zwischen folgenden Grössen: Augit 65 bis

75 Procent; Magnetit 8—15 Procent; Nephelin 5—15 Procent, ausnahmsweise 20—25 Procent; Olivin 5—12 Procent. Der Nephelin erscheint in Form von wohl ausgebildeten, scharf begrenzten Krystallen oder in grösseren, unregelmässig contourirten Feldern. Diese besitzen in einigen Fällen poikilitische Structur. In den feldspathreichen Nephelinbasalten tritt der Nephelin nicht selten gegenüber dem Augit automorph auf, so dass die Nephelinkrystalle in den Krystallraum des Augits hineinragen.

Die schwarz gefärbten Gesteine sind selten dicht; fast allgemein tritt Olivin, seltener Augit porphyrisch aus einer dichten Grundmasse hervor. Doleritisch ausgebildet erscheint das Gestein eines deckenförmigen 30 Meter mächtigen Stromes an den Gehängen nördlich und östlich der Gaute bei 360—390 Meter, welcher dann in seinem weiteren Verlaufe auch in das Thal des Tichlowitzer Baches hereinreicht. Dieses Gestein ist olivinfrei, demnach ein Nephelinit. Nördlich vom Steinbachthale tritt in 410 Metern gleichfalls ein mittelkörniges Nephelingestein auf. Dasselbe führt aber Olivin, ist also Nephelindolerit.

Als Beispiel für die chemische Zusammensetzung der Nephelinbasalte des Kartengebietes möge folgende Analyse gelten. Das Analysenmaterial wurde aus dem deckenförmigen Basaltkörper nördlich Grosswöhlen bei etwa 450 Meter Meereshöhe genommen. Die Untersuchung ist von Herrn R. Pfohl ausgeführt worden.

SiO_2	39·33
TiO_2	1·01
P_2O_5	0·93
Al_2O_3	15·26
Fe_2O_3	6·36
FeO	5·99
CaO	14·52
MgO	9·78
K_2O	1·53
Na_2O	3·47
H_2O	2·54
CO_2	0·12
Summa	100·84
Spec. Gewicht	3·082

Analysen-Belege. Substanz bei 108° C. getrocknet. Einwage für den Aufschluss mit (*KNa*) CO_3 0·8180 *g*, für den Aufschluss mit *HF* 0·5509 *g*, für den Aufschluss mit H_2SO_4 behufs *FeO*-Bestimmung 0·6250 *g*. — SiO_2 0·3217 *g* = = 39·33%. — TiO_2 0·0083 *g* = 1·01%. — ($Fe_2O_3 + P_2O_5 + Al_2O_3$) 0·2390 *g* = = 29·21%. — Davon $^1/_3$ für die P_2O_5-Bestimmung und $^1/_3$ für die Fe_2O_3-Bestimmung. — $Mg_2P_2O_7$ 0·0040 *g* entsprechend 0·93% P_2O_5. — Fe_2O_3 titrirt und 8·1 cm^3 Permang. verbraucht, entsprechend 13·02% Fe_2O_3. — Aus der Differenz Al_2O_3 = 15·26%. — *FeO* titrirt und 9·5 cm^3 Permang. verbraucht, entsprechend 5·99% *FeO* (= 6·66% Fe_2O_3). — 1 cm^3 Permang. = 0·00307 *g* Eisen. — *CaO* 0·1188 *g* = 14·52%. — *MgO* gewogen als $Mg_2P_2O_7$ 0·2208 *g*, entsprechend 9·78% *MgO*. — (*KCl* + *NaCl*) = 0·0495 *g*. — K_2PtCl_6 0·0437, entsprechend K_2O 1·53%. — Na_2O 3·47%. — Einwage für die Bestimmung von $H_2O + CO_2$ 0·9693 *g*. — H_2O 0·0247 *g* = 2·54%. — CO_2 0·0012 *g* = 0·12%.

Vorkommen von Nephelinbasalt.

1. Nördlich von Höflitz, an der Steillehne des Eichberges, tritt östlich vom Rabenstein, etwa bei 290 Meter Meereshöhe, eine Basaltdecke auf, deren Gestein Mandelsteinstructur aufweist bei porphyrischer Ausbildung. Die vorgeschrittene Zersetzung des Gesteins lässt die Zugehörigkeit zum Nephelinbasalt nur vermuthen.

2. Ein grösserer deckenförmiger Strom von Nephelinbasalt tritt östlich vom vorgenannten Basaltkörper, nordöstlich Höflitz, südlich von Sign. 326 Meter in 280—300 Meter Meereshöhe auf. Das Gestein ist anamesitisch ausgebildet; Olivine, ganz in ein rothes Glimmermineral umgewandelt, treten makroskopisch hervor. Auch dieser Basaltkörper steckt voll Zeolithmandeln.

3. Südlich vom vorhergehenden findet sich östlich von Höflitz bei 250—260 Meter ein weiterer Basaltkörper vor. Auch bei diesem Gestein treten Olivinkörner, ferner kleine Augitkrystalle aus der dichten schwarzen Grundmasse hervor. Der Nephelin bildet grosse, unregelmässig begrenzte Felder. Das Basaltgestein, welches der in diesem Basaltkörper eröffnete Steinbruch des Herrn Böhm in Höflitz lieferte, wurde versuchsweise zu Steinmetzarbeiten verwendet. Wie es scheint, ohne besonderen Erfolg.

4. An der Biegung der Bensener Strasse, östlich von Höflitz, tritt bei 200—220 Meter gleichfalls Nephelinbasalt auf.

5. Desgleichen an der Bensener Strasse weiter östlich bei 190—200 Meter.

Die unter Nummer 2—4 angeführten Basaltkörper bilden den topographisch recht auffällig hervortretenden Ostrand des kraterähnlichen Kessels von Höflitz-Kleinwöhlen-Zautig.

6. Ein 2 Meter mächtiger, nordöstlich streichender Basaltgang tritt am Nordrande des Kartengebietes an der Waldecke, nordwestlich von „N" in Nieder-Ebersdorf, bei 280 Meter auf.

7. Im Nordostwinkel des Gebietes findet sich am rechten Ufer des Absbaches Nephelinbasalt am Kreibichsberg vor. Das Gestein ist anamesitisch ausgebildet mit doleritischen, bis 1 Centimeter mächtigen Schlieren.

8. An der rechtseitigen Kante des Polzenthales, gegenüber der Einmündung des Hermersdorfer Thales liegt eine Decke von Nephelinbasalt in 280 Meter Meereshöhe. Der Nephelin bildet grössere poikilitisch struirte Felder.

9. Nördlich von Franzenthal tritt am Ostrande des Kartengebietes in 300 Meter Meereshöhe ein deckenförmiger Strom von Nephelinbasalt auf.

10 Blöcke, welche in 300 Meter Höhe westlich vom Scharfenstein am Wege vom Kaiser Josef-Denkmal in Josefswille nach Algersdorf zerstreut umherliegen, beweisen das Vorkommen von Nephelinbasalt auch auf dem linken Ufer der Polzen in annähernd gleichem Niveau wie die unter Nr. 7 und 8 angeführten Basalte der rechten Polzenseite.

11. Auf dem Rücken des Hermersdorfer Hutberges sitzen in Form kleiner Kegel drei getrennte Reste eines ehemals ausgedehnteren Basaltkörpers. Das sehr feinkörnige Gestein enthält poikilitischen Nephelin in Gestalt grösserer Felder.

12. Im Polzenthale, nordwestlich von Kleinwöhlen, tritt bei 190 bis über 200 Meter auf der linken Thalseite ein kleiner Nephelinbasaltstock auf. Das Gestein desselben ist dicht bis auf grosse Olivine, welche porphyrisch hervortreten.

13. Am Ostabhange des Tannbusch ist ein ausgedehnter deckenförmiger Basaltstrom vom Nordrande des Kartengebietes bis westlich von Grosswöhlen zu verfolgen. Er nimmt von Nord gegen Süd an Mächtigkeit zu. Auch reicht er bei seinem südlichen Verlauf in immer grössere Meereshöhen. Während er im Norden bei rund 400 Meter endet, reicht er zuletzt bis gegen 470 Meter. Das Gestein ist nur an einigen Stellen des Stromes als normaler Basalt entwickelt, an den

anderen ist der Basalt schlackig-porös erstarrt. Von der normalen Ausbildung des Basalts wurde die auf pag. 49 gegebene chemische Analyse ausgeführt. Hiezu wurde das Material westlich von Sign. 410 Meter bei 450 Meter nördlich von Grosswöhlen genommen.

Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die einzelnen Minerale in diesem Basaltkörper in sehr wechselnden relativen Mengen auftreten. In dem analysirten Basalt bildet der Nephelin 15—20 Procente des gesammten Gesteins, während in einem Handstück, welches 10 Meter höher aus dem Strom geschlagen wurde, der Nephelingehalt nur 3—5 Procent betrug.

14. Das ganze bis zu 520 Meter sich erhebende Plateau zwischen Hortau und dem Voitsdorfer Brüchtig wird von Nephelinbasalt gebildet. Aus der dichten bis feinkörnigen Grundmasse des Gesteins treten Olivinkörner porphyrisch hervor. Nephelin bildet recht scharf begrenzte Krystalle. Der Olivin ist hie und da magmatisch corrodirt.

15. Der Vogelberg südlich von Hortau besteht gleichfalls aus Nephelinbasalt von ähnlicher Ausbildung wie der unter vorhergehender Nummer angeführte. Es scheint dieser Basaltkörper jünger zu sein als der ihm westlich und nördlich benachbarte Feldspathbasalt. Nach einer stattgefundenen Horizontalverschiebung und Verwerfung entlang einer ostwestlich gerichteten Verwerfungskluft ist dieser Nephelinbasalt wahrscheinlich erst emporgequollen, nachdem der ältere Feldspathbasalt zerrissen und in seinem südlichen Theile nach West verschoben worden war. Auf grosse Bewegungen an dieser Stelle weist auch der dislocirte oligocäne Sand hin, welcher nördlich vom Vogelberg bei 480 Meter aufgedeckt ist.

16. Jüngeren Ursprungs ist wohl auch der Nephelinbasaltkörper, welcher den topographisch recht hervortretenden Felsen der Podskale östlich Babutin bildet. Der Basaltkörper bildet einen Gang, welcher an der Lehne aufsteigend sich endlich bei 390 Meter stromförmig ausbreitet. Der oberste Theil ist schlackig erstarrt und zeigt eine Oberflächengestaltung, welche mit ihren gedrehten Wülsten lebhaft an die Oberflächenformen der „Fladenlava“ erinnert. Der Fladenbasalt zeigt infolge der Verwitterung eine lebhaft ziegelrothe Färbung. Das Gestein ist sonst ein normal ausgebildeter Nephelinbasalt. Der Fladenbasalt der Oberfläche ist als glasreiche Randfacies erstarrt.

Der Basaltkörper ist in seinem östlichen Theile von einem 1—2 Meter mächtigen Monchiquitgange durchsetzt. Derselbe streicht nordöstlich mit einem steilen Einfallen nach West.

17. Südöstlich von Babutin treten an der linken Thalseite drei Felsrücken in 350—360 Meter, respective 350—380 Meter und 370 Meter hervor, die aus Nephelinbasalt bestehen. Das östlichste Felsriff übergeht endlich in Feldspathbasalt. Im westlichsten Felsrücken tritt Nephelin relativ reichlich auf, er bildet 20—25 Procent des Gesteins.

18. Nordnordwestlich von Rittersdorf tritt bei 445 Meter normaler Nephelinbasalt auf.

19. Recht interessant gestalten sich die Verhältnisse des stromförmigen Nephelinbasaltkörpers in der Gaute im südwestlichen Theile des Kartengebietes. Ueber Basalttuff, welcher sich stellenweise fast zur Gänze aus basaltischen Lapilli zusammensetzt, lagert nördlich vom Dörfchen Gaute von 360 bis nahezu 400 Meter ein an 30 Meter mächtiger Basaltkörper. Derselbe zeigt in einer dichten Ausbildung vielfach doleritische Schlieren und Nester, welche grosse Ausdehnung annehmen können. Dieser Basaltkörper lässt sich gegen Süd weiter verfolgen. Er wird allda zur Gänze doleritisch. Auch an dem rechten Gehänge des Tichlowitzer Bachthales tritt er bei 320—360 Meter noch in doleritischer Ausbildung auf, während er in seinem weiteren Verlaufe gegen die Thalsohle zu wieder dicht wird. Die dichte Ausbildung enthält Olivin, die doleritische ist fast olivinfrei, nähert sich also dem Nephelinit.

20. Auf der linken Seite des Tichlowitzer Baches tritt in 250—260 Meter ein kleiner Stock von Nephelinbasalt auf. In schwarzer dichter Grundmasse ist Olivin porphyrisch eingebettet. Das Gestein enthält neben Nephelin hie und da Melilith. Der Basalt führt endlich häufig Einsprenglinge von Quarzkörnern und von Sandstein-Brocken.

Durch das dem Tichlowitzer Bach von Süden zufliessende Bächlein ist von dem Stock eine kleine Partie im Osten abgetrennt.

21. Westlich von der Gaute tritt von 310—360 Meter Nephelinbasalt gangförmig auf.

22. Ein kleiner Basaltkörper findet sich nordöstlich von vorgenanntem in 400 Meter Höhe vor.

23. Am Westrande des Kartengebietes setzt westlich von Sign. 461 Meter in rothem Tuffit ein an 100 Meter mächtiger Gang mit

ostwestlichem Streichen auf, dessen Gestein anamesitisch entwickelt ist. Er lässt sich aus 260 Meter bis zu 360 Meter Meereshöhe verfolgen. Der Gang von Nephelinbasalt ist wiederum durchsetzt von camptonitischen und trachyt-andesitischen Gängen. Nördlich vom grossen Basaltgange tritt noch ein kleinerer, nur 1—2 Meter mächtig auf. (Siehe Fig. 5 auf pag. 19.)

24. Südwestlich Babutin, nahe der Westgrenze des Kartengebietes, in 290 Meter ein schlot- oder gangförmiger Durchbruch.

25. Entlang der Westgrenze des Kartengebietes ein 5 Meter mächtiger, nordsüdlich streichender Gang bei 260 Meter südlich bei dem unter Nr. 23 angeführten Gange.

Die von Nr. 19 ab angeführten Nephelinbasaltkörper sind wohl alle älter als der Feldspathbasalt, welcher sich als deckenförmiger Strom über dem Basalttuff nördlich der Gaute von 440 Meter aufwärts ausbreitet. Der genannte Basalttuff selbst, welcher in grosser Mächtigkeit zwischen dem Tichlowitzer Thale und dem Reichener Bachthale vorhanden ist, umschliesst Bomben von Nephelinbasalt. Deshalb ist er wohl als zum Nephelinbasalt gehörend aufzufassen. Das Tichlowitzer Thal folgt der Gebirgsscheide zwischen diesem Basalttuff und dem oligocänen Sandstein.

26. In der näheren Umgebung des Sperlingsteins treten mehrere, theils gang-, theils schlotförmige Basaltkörper auf. Zunächst auf der Südwestseite von 260 Meter aufwärts. Dann ein Gang auf der Südseite, von der Strasse an (210 Meter) bis zu 240 Meter Höhe verfolgbar. Durch einen kleinen Steinbruch bei 230 Meter aufgeschlossen. Der Gang ist etwa 10 Meter mächtig. Zum Theil säulenförmig abgesondert. Die Säulen gekrümmt. Inmitten des dichten Basaltes bemerkt man eine blasenreiche Zone. Hohlräume der Blasen zum Theile mit Zeolithen und Calcit erfüllt. — Nordöstlich vom Sperlingstein bei 340 Meter mehrere schlotförmige Durchbrüche im Sandstein. Desgleichen nördlich davon am Bache der Humperska bei 290 Meter.

27. Westlich vom Tannenberg, südwestlich von Netterskoppe, tritt im Walde von 345 Meter aufwärts ein nordöstlich streichender Gang von Nephelinbasalt auf. Gestein feinkörnig. Nephelinbasaltgang wird von einem nordsüdlich streichenden jüngeren Monchiquitgang gekreuzt. Beide Gänge setzen im Basalttuff auf.

28. Südwestlich von Netterskoppe findet sich Nephelinbasalt stromförmig im Walde bei 400—435 Meter. Auch nordwestlich des

genannten Berges, östlich Schmorda, gegen die Hortauer Strasse zu, ist Nephelinbasalt etwa bei 400 Meter vorhanden. Im Gestein des letztgenannten Vorkommens treten grosse einschlussartige Plagioklasfelder auf.

29. Ein kleiner Kegel östlich vom vorher genannten Gesteinskörper, nördlich der Hortauer Strasse bei 410 Meter, besteht aus Nephelinbasalt.

30. Westlich vom Dorfe Steinbach tritt am rechten Ufer des Steinbaches etwa bei 290 Meter ein 150—200 Meter mächtiger Basaltgang auf. Bei annähernd nordsüdlichem Streichen bildet er einen riffartig hervortretenden Felsrücken. Der Basaltkörper scheint sich dann über Tuff und Feldspathbasalt in 360—370 Meter Höhe stromartig auszubreiten. In der Mitte und am Ostrande des Ganges ist der Basalt säulenförmig abgesondert. Die Säulen zeigen in der Mitte des Ganges fast Verticalstellung mit geringer Neigung nach Nord, während sie am Ostrande sich nach Ost richten.

Im Osten wird der Gang von weissem, oligocänen Sand begrenzt. Weiter östlich folgt brauner, ungeschichteter Basalttuff[1]), reich an Augit- und Hornblende-Krystallen, dann gewöhnlicher, zum Theil schmieriger Oligocänsand. Am linken Ufer, dem Basaltgang gegenüber, tritt nur brauner Basalttuff auf. (Auf der Karte ausgeschieden.)

Das Gestein des Ganges enthält reichlich Krystalle von Hornblende und Augit, sowie Olivin porphyrisch ausgeschieden in einer dichten, schwarzen Grundmasse. Die Ausscheidlinge betragen etwa 25 Procent des Gesteins. Die Grundmasse stellt ein recht feinkörniges Gemenge dar von Magnetit, Magnesiaglimmer, Augit und sehr wenig Plagioklas und Nephelin. Die Entscheidung, ob das Gestein den Feldspath- oder Nephelin-Basalten einzureihen ist, wird schwierig. Die Hornblendekrystalle weisen durchwegs die schwammige Corrosion auf. An Stelle der Hornblendesubstanz ist nicht selten Augit getreten. Solche Augite bilden dann gitterförmige Krystallskelette. Zwischen den violetten Augitbalken des Skelets sind schwarze Magnetitkörnchen, Blättchen von braunem Glimmer und Reste von dunkelbrauner Hornblende enthalten. Accessorisch finden sich farblose Apatite häufiger als in anderen Basalten.

31. Nördlich von Steinbach wurden über dem Feldspathbasalt in 410 Meter Blöcke eines mittelkörnigen Nephelindolerits beobachtet.

---

[1]) Auf der Karte nicht ausgeschieden.

Der nicht häufige Olivin des Gesteins erscheint zur Gänze umgewandelt in rothe, eisenreiche Substanz.

32. Der grosse, schon bei den Feldspathbasalten unter Nr. 96 angeführte Basaltkörper, welcher bei Buschmühle den Steinbach quert, ist daselbst so reich an Nephelin, dass er als Nephelinbasalt angesprochen werden kann.

Magmabasalt (Bm).

Als Magmabasalte wurden in herkömmlicher Weise diejenigen Basaltkörper unterschieden, in denen ausser Magnetit, Augit und Olivin kein anderes Mineral, sondern nur ein Rest von „Glas" sich ausschied. Einige der Magmabasalte besitzen porphyrische Structur, indem Augit oder Olivin, in einigen Fällen auch Magnetit in dichter Grundmasse eingebettet liegen.

Mehrfach wurde schon in voranstehenden Zeilen hervorgehoben, dass die schlackigen Randfacies der Körper von Feldspath- und Nephelin-Basalten oft in gleicher Weise ohne Ausscheidung eines Feldspaths oder Feldspathvertreters entwickelt sind. Es ist deshalb nicht mit Sicherheit zu constatiren, ob nicht einige der unter dieser Gruppe von Basalten angeführten Gesteinskörper zu den Feldspath-, respective zu den Nephelin-Basalten gehören.

Die Magmabasalte sind nicht selten blasenreich. Blasen unregelmässig lagenweise, schlierig, vertheilt. Mit den Lagen voll Blasen wechseln Lagen compacten Gesteins ab. Der Blasenreichthum kann so gross werden, dass das Gestein eine bimssteinartige Structur gewinnt. Ihre Farbe ist rothbraun, grau, selten schwarz.

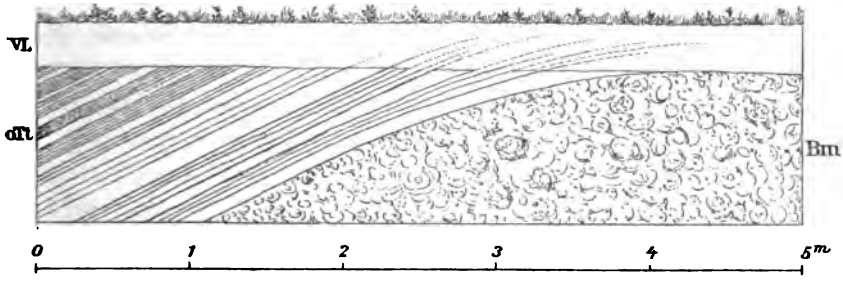
Der Olivin ist vielfach zur Gänze umgewandelt in rothe, eisenreiche Producte. Das „Glas" dieser Basalte ist entweder völlig farblos oder braun gefärbt. In letzterem Falle ist es häufig durch Zersetzungsproducte getrübt. Auch kann das farblose Glas trübe erscheinen durch feinsten Magnetitstaub, welcher dasselbe erfüllt. Das ist der Fall beim Magmabasalt, welcher nordöstlich der Höflitzer Kirche bei 210 Metern auftritt. Endlich erscheint das Glas hie und da schwarzbraun und undurchsichtig.

Die Magmabasalte des Kartengebietes besitzen nicht den charakteristischen Habitus des „Limburgits" von der Limburg bei Sasbach (Kaiserstuhl).

Auf der Karte sind folgende Magmabasaltkörper ausgeschieden worden:

1. Ein kleines Vorkommen nordöstlich der Kirche in Höflitz bei 210 Metern, etwa 4 Meter mächtig. Mit blasiger Randfacies; im Innern compact. Das compacte Gestein besitzt schwarze Färbung mit schwachem Fettglanz. Aus der dichten Grundmasse treten porphyrisch hervor Krystalle von Magnetit, Olivin, Augit und Körnchen von Quarz. Das Glas, welches in ziemlicher Menge vorhanden ist, erscheint ganz russig durch Magnetitstaub. Die blasige Randfacies ist so reich an Blasenräumen, dass sie theilweise schwammig-löcherig wird. In den Hohlräumen kleine Krystalle von Analcim.

Fig. 8.



Schlackiger Basalt *(Bm)* überlagert von Tuffit *(oTt)*; beides bedeckt von Verwitterungslehm *(VL)*. Südwestlich Kronagsdorf, Bensen Ost, 260 Meter Meereshöhe.

Der ganze Gesteinskörper wird von mehreren 0·3 Meter mächtigen Gängen eines nicht sicher bestimmbaren grauen Gesteins (wahrscheinlich Feldspathbasalt) durchsetzt. In dichter Grundmasse liegen Krystalle von Hornblende, Augit und Labrador porphyrisch ausgeschieden. Die Grundmasse besteht aus farblosem Augit, Magnetit, relativ viel Magnesiaglimmer, Plagioklasleisten und farblosem Glas. Der Plagioklas ist Labrador.

2. Nördlich vom Dorfe Höflitz in 280 Meter Höhe eine kleine Decke. Das Gestein ist dunkelgrau gefärbt.

3. Westlich von Kronagsdorf, nahe der Ostgrenze des Kartengebietes, an der Wegkreuzung bei 240 Metern. Das braun gefärbte Gestein ist ausserordentlich blasenreich, bimssteinartig. Dieser Gesteinskörper wird im Süden von Tuffit überlagert. Siehe Fig. 8.

4. Westlich vom Hermersdorfer Hutberge kommt bei 460 Metern rings um das kleine Wäldchen, in welchem compacter Feldspathbasalt ansteht, ein ziegelrothes, fein poröses Gestein vor, welches sich als ein ausserordentlich glasreicher Basalt bei der mikroskopischen Untersuchung erwies. Ob dieses Gestein blos eine Facies des umgebenden Feldspathbasaltes darstellt oder als selbständiger Gesteinskörper anzusehen ist, konnte nicht entschieden werden.

5. In Hermersdorf tritt am rechten Ufer des Voitsbaches neben der Brücke bei 255 Metern ein tiefschwarzer Magmabasalt auf, der wohl nur eine Randfacies des Feldspathbasaltes bildet, welcher die Thalflanken bei Hermersdorf beherrscht.

6. In Hermersdorf am Thalgrunde in 290 Metern, nordnordwestlich von „H" im Worte Hermersdorf.

7. Dann in 300 Metern am Thalgrunde in Hermersdorf westlich an der Thallehne, sowie auch am Bache östlich der Strasse, etwa westlich vom Worte „Hermersdorf".

8. Am rechtseitigen Gehänge des Tichlowitzer Bachthales bei 240 Metern nahe der Westgrenze des Kartengebietes ein Gang von Magmabasalt.

9. An der Strasse von Hermersdorf nach Blankersdorf bei 320 Metern unter dem Tuffit.

10. Auf der Ostseite des Krohnhübels, zwischen Tuffit und Brockentuff in der Höhe zwischen 560 und 570 Metern eine kleine Decke von Magmabasalt, entlang des von Blankersdorf auf das Krohnhübel-Plateau führenden Fahrweges.

Brockentuff (oBT).

Bei den Eruptionen der deckenförmig auftretenden Tephrite wurden Brockentuffe gebildet. Diese begleiten die Tephritdecken allenthalben im Kartengebiete. Im Gegensatze zu den mürben Basalttuffen stellen die tephritischen Brockentuffe häufig recht feste Gesteine dar von buntem Aussehen. Kleinere Lapilli und grössere, runde oder kantige Bruchstücke von verschiedenen Tephriten werden durch fein zerstiebtes Tephritmaterial verkittet. Eine ausführliche Schilderung der Brockentuffe ist in den Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte [1]) pag. 34—37 gegeben.

[1]) Tschermak's Mineral. u. petrogr. Mitth., Bd. XV, pag. 234—237.

Brockentuffe reichen am Nordrande des Kartengebietes aus dem Gebiete von Blatt Tetschen am Eichberge nördlich Höflitz herüber. Sie schliessen allda Decken von Nephelin-, Hauyn- und Leucittephrit, sowie von Augitit ein. Am Rabenstein bei Höflitz fanden sich Reste folgender Pflanzen vor. Leider waren dieselben recht unvollkommen erhalten, so dass sie durch Herrn H. Engelhardt nicht mit der wünschenswerten Sicherheit bestimmt werden konnten.

? Ficus Hercules Ett.

? Elaeodendron Persei Ung.

? Cornus sp.

Westlich bei Höflitz sind entlang der Bensener Strasse und von der Strasse bis zur Polzen auch Brockentuffe vorhanden, welche durch Verwerfung in dieses Niveau gebracht wurden. Ferner finden sich Brockentuffe am Laskenberge, bis zur Polzen herabreichend; im Hangenden der Basalte am Tannbusch, Decken von Nephelin- und Leucittephrit einschliessend; östlich von Grosswöhlen im Liegenden des Nephelintephrits von Hankens Stein; in recht grosser Ausdehnung im Liegenden des Hauyntephrits am Krohnhübel; nordwestlich von Segen Gottes bei Sign. 448 Meter in kleiner Ausdehnung; dann bei den Zwergsteinen südlich Ulgersdorf 330—382 Meter, hier bei 345 Meter Meereshöhe Pflanzenreste führend, vorläufig nur Betula grandifolia Ettingsh. bestimmt; südöstlich von den Zwergsteinen bei Sign. 399 Meter; südwestlich von Rittersdorf bis herab zu 460 Meter, von Phonolith durchbrochen und überlagert; endlich an der Kippe im Nordwestwinkel des Gebietes, von da südlich bis gegen Steinbach reichend.

Die Brockentuffe verwittern rasch zu einem dunkelgrauen, lockeren, wasserdurchlässigen, fruchtbaren Boden, dessen Reichthum an mineralischen Nährstoffen oft noch den des Basalttuffbodens übertrifft. Auch die aus Brockentuff hervorgegangenen Bodenarten lassen sich in gleicher Weise ausnützen wie die der Basalttuffe. Aber auch hier ist dringendst vor Entwaldung der mehr als 15—20° gegen die Horizontalebene geneigten Lagen zu warnen.

Hauyn- und Sodalith-Tephrit.

Unter diesen Namen wurden Gesteine zusammengefasst, welche aus Plagioklas, einem Mineral der Hauyngruppe, Aegirin-Augit und Magnetit bestehen. Sie treten theils deckenförmig auf, theils bilden

sie stockförmige Gesteinskörper. Auch Gänge dieser Gesteine sind bekannt. Je nachdem Hauyn oder Sodalith im Mineralbestande auftritt, kann man diese Gesteine weiter in Hauyntephrit und Sodalithtephrit gliedern. Von Sodalithtephrit sind nur phonolithoide Typen im Gebiete bekannt geworden. Im Kartengebiete gehört auch die überwiegende Zahl von Hauyntephriten zum phonolithoiden Typus dieser Gesteinsgruppe. Es findet sich aber noch eine kleine Anzahl von Vorkommnissen, welche als basaltoide Hauyntephrite dem genannten Typus gegenübergestellt werden müssen. Darnach würde sich folgende Gliederung dieser Gesteinsgruppe ergeben:

A. 1. Phonolithoider Hauyntephrit
2. Basaltoider Hauyntephrit } (Th).
B. Sodalithtephrit (Ts).

A. 1. Phonolithoider Hauyntephrit.

Dunkelgraue, porphyrisch entwickelte Gesteine. In dichter Grundmasse liegen vereinzelt Krystalle von Augit und Hornblende. Bei mikroskopischer Untersuchung ergibt sich, dass neben den genannten grösseren Ausscheidlingen auch grössere Hauynkrystalle in Gegensatz treten zu den Grundmassenbestandtheilen. Die braunen Hornblendekrystalle sind stets randlich corrodirt und von den bekannten Kränzen aus Augit und Opacit umgeben. Die Grundmasse besteht aus Magnetit, grünen Aegirinaugitkryställchen, Leisten und grösseren Platten von Feldspath, kleinen Hauynkrystallen und vereinzelten Leuciten. Glasbasis fehlt in der Regel, nur in den Randfacies ist sie reichlicher vorhanden. Manche Vorkommnisse enthalten Nephelin in den Zwickeln der Feldspathe. Accessorisch treten Titanit und Apatit (letzterer in grossen Säulen) auf. Die Grundmassenstructur ist trachytisch.

In Blöcken, welche aus dem Brockentuff nördlich von Hankens Stein (Grosswöhlen Nordost) stammen, tritt Feldspath in grösseren Tafeln porphyrisch auf. Derselbe besitzt einen Kern von Labrador mit einem Mantel von Oligoklas. Im Hauyntephrit des Stockes nördlich von Reichen sind grössere, einschlussartige Krystalle von Orthoklas vorhanden. Die übrigen Vorkommnisse lassen grössere Feldspathausscheidlinge gar nicht oder nur selten erkennen. Die Feld-

spathe der Grundmasse erwiesen sich zum Theil als Orthoklas, zum grössten Theil aber als Oligoklas bis Andesin, soweit eine Bestimmung möglich war.

Die relativen Mengen der einzelnen Gemengtheile verhalten sich in folgender Weise: Feldspath 50 Procent, Augit 30 Procent, Hornblende 10—5 Procent, Hauyn 5—10 Procent, Magnetit 5 Procent.

Vorkommen: Decke bei 270 Metern ostnordöstlich von Höflitz, mit Schutthalde, von welcher Blöcke weit nach Süden zerstreut sind; Decke bei 320—330 Metern nördlich und nordöstlich von Höflitz; kleiner Stock bei Steinbach in 360 Metern, dessen Gestein etwas grobkörniger, ohne Leucit, mit Nephelin; östlich von Reichen ein Stock bei 580 Metern; westlich von Reichen ein Gangstock; südwestlich von Reichen über 600 Meter ein Vorkommen, welches wahrscheinlich auch als Gangstock aufzufassen ist, mit Einschlüssen von Elaeolithsyenit und mit reichlichen grossen, bis 10 Millimeter langen Hornblendekrystallen, wodurch das Gestein ein recht auffallendes Aussehen gewinnt; blasenreiche Randfacies gut entwickelt; endlich westlich von Mühlörzen ein im Sandstein aufsetzender 5—10 Meter mächtiger Gang mit Ostweststreichen, bei 380 Metern sich deckenförmig ausbreitend.

A. 2. Basaltoider Hauyntephrit.

Dieser Gesteinstypus ist nur aus der Umgebung des Krohnhübels bekannt geworden. Er bildet eine zusammenhängende Decke über Brockentuff östlich vom Triangulirungspunkte des Krohnhübels. An der nordöstlichen Kante des Krohnhübel-Plateaus tritt die 10 Meter mächtige Decke zu Tage, desgleichen am Steinknöchel südlich vom Triangulirungszeichen.

Das grauschwarze Gestein besitzt porphyrische Structur: Augit- und Hornblende-Krystalle liegen in dichter Grundmasse eingebettet. Bei der mikroskopischen Beobachtung tritt der Gegensatz zwischen den in erster Generation ausgeschiedenen Krystallen von Augit und Hornblende, sowie von Magnetit und Hauyn und den in zweiter Generation gebildeten kleineren Gemengtheilen, und zwar Magnetit, Augit, Biotit, Hauyn und wenig Feldspathleisten hervor. Glasbasis ist immer in ziemlich reichlicher Menge vorhanden.

Die braune Hornblende zeigt im Gegensatze zu der Hornblende der phonolithoiden Hauyntephrite weniger hervortretende Corrosions-

erscheinungen. Der Augit ist ein Aegirinaugit, grün bis lederfarben durchsichtig. Feldspath tritt gegenüber dem Glas zurück. Er bildet äusserst schmale Leisten, deren Breite 0·01 Millimeter selten erreicht.

Die Structur der Grundmasse ist vitrophyrisch.

B. Sodalithtephrit.

Dieser Gesteinstypus umfasst theils stockförmig, theils in Gestalt von Gängen auftretende Gesteine von hellgrauer Farbe mit phonolithoidem Habitus und porphyrischer Structur. Sie bestehen aus zweierlei Feldspath (Orthoklas und einem saueren Kalknatronfeldspath), Aegirinaugit, Sodalith und aus wenig Magnetit. Diesen gesellen sich als accessorische, aber recht charakteristische Bestandtheile grosse Krystalle von brauner, randlich stark corrodirter Hornblende, sowie von Titanit und Apatit zu.

Alle wesentlichen Gemengtheile können in zwei Generationen auftreten; in der Regel treten als Ausscheidlinge I. Generation die beiden Feldspäthe, Augit, Sodalith, seltener Magnetit auf.

Mit den phonolithoiden Hauyntephriten verwandt, unterscheiden sie sich doch sofort von ihnen durch lichtere Färbung. Grosse Verwandtschaft zeigen die Sodalithtephrite mit dem Phonolith. Da sie aber einen grösseren Gehalt von Kalknatronfeldspath aufweisen, ferner keinen Nephelin oder Leucit besitzen, Aegirinaugit anstatt Aegirin enthalten, müssen sie vom Phonolith getrennt werden. Der Name „Sodalith-Tephrit" ist nur als provisorisch anzusehen. Nachdem der Aufbau des petrographischen Systems vollendet sein wird, wird wohl ein anderer Name an dessen Stelle getreten sein.

Als grössere Ausscheidlinge treten Kalknatronfeldspath (recht verwickelt aufgebaut), Orthoklas, corrodirte Hornblende, grüner Aegirinaugit und Sodalith auf. Kalknatronfeldspath ist in der Regel zonar gebaut, mit einem Kern von Andesin, ja selbst von sauerem Labrador und Hüllen von Oligoklas, zu äusserst mit Sanidinsaum. Auch balken- und netzförmige Durchdringungen von Oligoklas und Sanidin sind gar nicht selten. Die grösseren Sanidinkrystalle sind zumeist durch Abschmelzen abgerundet und dann mit einem Rand von Oligoklas umgeben. Es konnten in solchen Krystallen am Rande Auslöschungsschiefen von $-4^{\circ}\,30'$, in der Mitte von $+7^{\circ}$ gegen die basischen Spaltrisse in einem Schnitte $\parallel M$ gemessen werden. Die

Ermittlung des Verhältnisses zwischen der Lichtbrechung von Feldspath und Canadabalsam und der verschiedenen Feldspathe gegenseitig an den Berührungsstellen nach der Methode von F. Becke[1]) (Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens, Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch., Math.-naturw. Cl., Bd. CII, Wien 1893) bestätigte die angeführten Verhältnisse. An manchen Stellen des Gesteins erscheint Sanidin häufiger als der Kalknatronfeldspath. Alle Feldspathe sind auch bei sonst frischester Beschaffenheit von Analcimadern durchsetzt.

Die grösseren Ausscheidlinge von Augit gehören wie die Augite der Grundmasse zum Aegirinaugit. Als Sodalith wurden quadratische und hexagonale Durchschnitte bestimmt, deren farblose oder schwach röthlich gefärbte Substanz sich als isotrop erwies. Die für Hauyn charakteristischen Einschlüsse fehlen. Kleine, dunkle Körnchen sind unregelmässig durch die Sodalithsubstanz vertheilt.

Den genannten grösseren Ausscheidlingen steht eine Grundmasse gegenüber, welche bei vollkrystalliner Ausbildung eine trachytische Structur besitzt und sich aufbaut aus wenig Magnetit, wenig grünem Aegirinaugit, wenig Sodalithkryställchen, hingegen vorherrschend aus Leisten und kurzen Tafeln von Sanidin und Andesin-Oligoklas. Nephelin und Glas konnten nicht beobachtet werden. Accessorisch treten dicke Apatitsäulchen und viele grosse Titanitkrystalle auf.

Zu dieser Gesteinsgruppe würde auch das in den Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte, pag. 58[2]) genannte Gestein aus dem Brockentuff der Kolmer Scheibe zu ziehen sein. (Vergl. auch die daselbst gegebene chemische Analyse.)

Vorkommen (vorzugsweise im Westen des Kartengebietes): Netterskoppe, stockförmig, dickplattig, im Norden des Stockes säulenförmig abgesondert, Säulen 5—6 Meter lang und 0·5 Meter im Durchmesser, Gestein grau, phonolithähnlich, porphyrisch treten Plagioklase und schwarze Hornblenden hervor. — Südwestlich vom Tannenberg, östlich von Sign. 409 Meter ein ostwestlich streichender Gang, Gestein hellgrau, porphyrisch. — Der östliche Theil des Sperlingsteins

[1]) Meinem verehrten Freunde, Herrn Prof. F. Becke, schulde ich Dank für die Einführung in die Anwendung seiner Methode und in die Anwendung der übrigen neueren Bestimmungsmethoden der Plagioklase.

[2]) Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. XV, pag. 258.

mit hellgrauem Gestein; Feldspathe, Hornblende und Augitkrystalle porphyrisch; scheint älter zu sein als der Nephelinbasanit des Sperlingsteins (vergl. pag. 66), weil sich der Nephelinbasanit gegen die Fläche des Contactes mit dem Sodalithtephrit etwas verdichtet. — Knapp nordöstlich vom Sperlingstein tritt ein riffartiger Fels von Sodalithtephrit aus dem oligocänen Sand hervor. — Auch am Bache nordöstlich vom Sperlingstein treten bei 310 Meter und bei 325 Meter kleine Stöcke auf. — Am Antelberg, westlich Bensen, ragt bei 220 Meter ein kleiner Sodalithtephritstock aus dem umgebenden Lehm empor; das Gestein ist voll Blasenräume, deren Wände mit Analcimkrystallen überzogen sind; bereits stark zersetzt; wurde als „trachytischer Phonolith" in Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. IX, pag. 260—261, beschrieben; Nephelin ist indess nicht nachzuweisen; viele röthlich gefärbte, sehr schwach lichtbrechende Feldchen müssen als Sodalith angesehen werden. — Gang im Sandstein südlich vom Sperlingstein auf der linken Thalseite bei 220 Meter; plattig abgesondert; Gestein grau mit graubraunen Flecken; enthält sehr wenig Glas, aber keinen Sodalith; wegen seiner sonstigen Ausbildung trotz des fehlenden Sodalith hieher gestellt; besitzt Verwandtschaft mit dem Gauteit. (Vergl. pag. 84 u. f.)

Nephelintephrit (Tn).

Grünlichgraue, schwarzgraue bis grauschwarze Gesteine, in der Regel mit porphyrischer Structur. Krystalle von Augit und Hornblende, seltener Magnetitkörner oder Feldspathtafeln liegen in einer dichten Grundmasse eingebettet. Diese besteht aus Magnetit, Aegirinaugit, Plagioklasleisten und wenig Nephelin. Accessorisch treten rauchfarbener Apatit, hie und da ein Mineral der Hauyngruppe oder Leucit auf. Farblose Glasbasis kann vorhanden sein oder auch gänzlich fehlen. Hornblende besitzt braune Färbung und weist in der Regel randliche Corrosionserscheinungen auf. Nie tritt die allgemein in den Basalten beobachtete schwammige Hornblende-Corrosion auf. Der Plagioklas erwies sich wider Erwarten als relativ kalkreich. Es wurden conjugirte Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen gemessen, welche auf einen Labrador schliessen lassen.

1	1′	2	2′
— 0° 30′	— 10	— 31	+ 23
— 24		+ 30	— 34

Die Grundmasse besitzt trachytische Structur. Die relative Menge der Bestandtheile schwankt, man kann aber durchschnittlich für Augit 50—60 Procent, Plagioklas 25—30 Procent, Nephelin 10 Procent, Magnetit, Glasbasis und accessorische Gemengtheile 5 Procent des Gesammtgesteins annehmen. An vielen Gesteinskörpern ist eine blasenreiche Randfacies entwickelt, die vom Körper des Nephelintephrit, östlich von Reichen, geradezu allein noch vorhanden ist. — Plattige Absonderung ist nicht selten.

Die Mehrzahl der Vorkommnisse des Kartengebietes gehört zu den phonolithoiden Nephelintephriten. Manche derselben (z. B. vom Steinberg westlich Tannenberg) sind ohne mikroskopische Untersuchung vom Klingstein nicht zu unterscheiden.

Sie verwittern rasch, färben sich heller grau und liefern zuletzt einen hellgrauen, häufig schweren Thonboden.

Vorkommen. Deckenförmig nördlich von Höflitz in dreifacher, respective vierfacher Wiederholung übereinander. Mit Brockentuff. Durch die grossen Verwerfungen sind die Verhältnisse recht verwickelt geworden. Zunächst westlich bei Höflitz ein Deckenstück, 4—5 Meter mächtig bei 225—230 Meter. Darüber bei 270—280 Meter eine 10 Meter mächtige Decke. Dieser folgt bei 312—330 Meter eine 18 Meter mächtige Decke, die weiter nach Osten bis zu 340 Meter ansteigt und an der Lehne eine nahezu vertical abstürzende Steilwand bildet. — Oestlich am Laskenberg bei 270 Meter gangförmig mit schöner Reibungsbreccie. — Oestlich vom Algersdorfer Trachytstock bei 520 Meter ein kleiner, schlotförmiger Durchbruch. — Oestlich von Reichen eine Decke über Brockentuff; steht am Krohnhübel in Verbindung mit Hauyntephrit. — Hankens Stein, östlich von Grosswöhlen; Stock; plattenförmig abgesondert; mit Pyrit. — Am Altenrichters Stein, westlich von Grosswöhlen, eine Decke im Brockentuff bei 500 Meter; reicht weit nach Norden unter dem Tannbusch-Plateau; breitet sich auch nordwestlich vom Tannbusch aus und reicht bis zur Kippe und bis nördlich von Steinbach, hier im Liegenden von Brockentuff und einer Leucittephritdecke. — Gangförmig südlich des Tichlowitzer Bachthales im oligocänen Sandstein bei 200 Meter. — Am Südrande des Kartengebietes ein sehr zersetzter Gang südlich des grossen Tinguaitganges in 420 Meter, südöstlich Mühlörzen. — Ein Gang am Westrande des Gebietes bei 410 Meter nordwestlich der Gaute. — Am „Steinberg", südlich von

Netterskoppe, westlich vom Tannenberg; phonolithähnlich; säulenförmig abgesondert.

Eine specielle Darstellung erheischt das Vorkommen von Nephelinbasanit am Sperlingstein. Dieser malerisch gestaltete Fels ragt aus oligocänem Sand an 60 Meter hoch (von 340—403 Meter) mit verticalen Steilwänden empor, an deren Fuss sich Schutthalden anhäuften. Der vielfach zerklüftete Fels trägt auf seinen Spitzen aus alter Zeit stammende Mauerreste einer Burg. (Vergl. Taf. I.)

Man muss wohl den ganzen Fels als eine Schlotausfüllung auffassen, die von dem umgebenden Mantel (hier Basalttuff) befreit und aus ihrer Umhüllung ausgeschält worden ist. Die Schlotausfüllung besteht keineswegs aus einheitlichem Material. Der grösste Theil (Westklippe, mittlere Klippe und ein Theil der östlichen Felsklippe) besteht aus einem dunkelgrauschwarzen Nephelinbasanit, welcher theils säulenförmig, theils jedoch gegen seine Ostgrenze zu grob kugelig abgesondert erscheint. In den östlichen Theilen der Schlotausfüllung tritt ein hellgrau gefärbter, klingsteinähnlicher Sodalithtephrit auf. (Vergl. pag. 63 und 64.) Der letztgenannte Gesteinskörper wird bei 342 Meter von einem 0·5 Meter mächtigen, nordöstlich streichenden Monchiquitgange durchsetzt, der durch grosse porphyrische Ausscheidlinge von Hornblende, Augit und Olivin ausgezeichnet ist. (Vergl. Nr. 36, pag. 83.) Hiezu treten noch mehrere Randfacies des Nephelinbasanits (Feldspathbasalt, Magmabasalt) auf, welche auf der Südseite des Sperlingsteins bei 270—300 Meter am Thalgehänge kleine Felsklippen bilden. Endlich setzt noch an der Strasse südlich am Sperlingstein bei 210 und bei 230 Meter (durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen) ein Gang von Nephelinbasalt auf. (Vergl. Nr. 26 auf pag. 54.) An dieser Stelle soll nur über den Nephelinbasanit und seine Randfacies kurz berichtet werden.

Der normal ausgebildete Nephelinbasanit des Sperlingsteins ist dunkelgrauschwarz gefärbt. Aus sehr feinkörniger, fast dichter Grundmasse treten Körner von Olivin, bis 20 Millimeter lange Säulen von Hornblende, hie und da Krystalle von Augit, stellenweise, besonders im Contact mit dem Sodalithtephrit grosse Blätter von Biotit hervor. Diese Ausscheidlinge sind im Gestein ungleichmässig vertheilt. Die Grundmasse besteht aus viel Magnetitkörnchen, sehr wenig Olivin, viel Augit und Biotit, aus Leisten eines Kalknatronfeldspaths und

aus Nephelin, der die Zwickel zwischen den übrigen Gemengtheilen erfüllt. Accessorisch dicke Prismen von rauchig-trübem Apatit, hie und da ein Sodalithkrystall. Glasbasis fehlt der normalen Ausbildung. Die porphyrisch ausgeschiedene Hornblende erweist sich als schwammig corrodirt wie in den Basalten. Die Structur ist die der Phonolithe. Entlang der Contactfläche mit dem Sodalithtephrit mehren sich basische Ausscheidungen, die vorzugsweise aus Hornblende bestehen, und der Biotit tritt häufiger auf. Diese Erscheinungen können als endogene Contactwirkungen angesehen werden.

Die Contactfläche selbst ist schwer verfolgbar. Sie verläuft nicht glatt. Nephelinbasanit und Sodalithtephrit sind wie ineinander geknetet. Aus oben genannten Gründen mag der Nephelinbasanit das jüngere Gestein sein.

An der Lehne südlich vom Sperlingstein treten bei 300—245 Meter gleichfalls grauschwarze Gesteine auf, welche vom Nephelinbasanit des Sperlingsteingipfels durch lose Schuttmassen getrennt sind. Wenn demnach auch eine directe Verbindung zwischen diesen Vorkommnissen nicht nachweisbar ist, so ist man doch berechtigt, Beziehungen zwischen denselben anzunehmen, und zwar in der Weise, dass man die vom Nephelinbasanit des Sperlingsteingipfels etwas abweichenden Gesteine am Thalgehänge als Randfacies des Gipfelgesteins auffasst. Bei 300 Meter tritt zunächst aus der Lehne ein solches Gestein gangförmig hervor. Es besteht aus Magnetit, basaltischem Augit, Biotit und farbloser Glasbasis. Vereinzelt tritt corrodirte Hornblende und Olivin auf. Nesterweise sind Felder von poikilitischem, mit Augit gespicktem Plagioklas vorhanden. Diese Facies wäre demnach ein Feldspathbasalt. In dem bei 275—245 Meter auftretenden Gesteine ist von Plagioklas nichts zu bemerken; diese Gesteinsfacies muss als Magmabasalt bezeichnet werden.

Im Nephelinbasanit des Sperlingsteingipfels treten nicht selten Einschlüsse, faust- bis kopfgross, auf. Sie bestehen im wesentlichen aus Quarz und Orthoklas.

Augitit (A).

Diese dunkelgrauschwarzen Gesteine treten blos am Nordrande des Gebietes auf. Sie bilden Decken auf der Westseite des Laskenberges bei 370 Meter und nördlich, sowie westlich von Höflitz am Südabfalle des Eichberges bei 262 Meter, dann in drei von einander

getrennten Ausbissen bei 345—360 Meter, am Rabenstein selbst, dann westlich und östlich davon.

Der Augitit des Gebietes lässt in dichter Grundmasse vereinzelt kleine Krystalle von Augit erkennen. Die Grundmasse selbst besteht blos aus Magnetit, Augit und Glasbasis. Eine Randfacies erweist sich als recht blasenreich.

Westlich von Rittersdorf treten Blöcke eines blasenreichen, rothbraunen Gesteines auf, welches nur aus Augitkryställchen besteht, die in einem braunen bis gelben Glase eingebettet liegen. Aus demselben ist wahrscheinlich der bei Rittersdorf, Westen, verbreitete rothe Boden durch Verwitterung hervorgegangen. Es muss unentschieden bleiben, ob dieses Gestein denn doch nicht zum Magmabasalt gehört. Weil die untersuchten Proben olivinfrei sind und das Gestein immerhin im Zusammenhang stehen kann mit dem Brockentuff südwestlich Rittersdorf, so wurde es anhangsweise hier genannt.

Ueber die chemische Zusammensetzung des Augitits vergl. die Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte pag. 65 (Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. XV, pag. 265).

Leucittephrit (Tl).

Gesteine von diesem Typus treten im Gebiete gegenüber anderen Tephriten mehr in den Hintergrund. Nur an wenigen Orten sind noch kleine Reste vorhanden von Decken, welche sich früher über das ganze Kartengebiet und weit darüber hinaus ausbreiteten, theils durch jüngere Eruptionen, theils durch Abtrag jedoch zerstört worden sind.

Die Leucittephrite des Gebietes gehören zu der basaltoiden Gruppe von Leucittephriten. Stets schwarz oder grauschwarz, besitzen sie porphyrische Entwicklung; in dichter Grundmasse liegen bei allen Vorkommnissen grössere Krystalle von Augit, selten Hornblende, häufig Plagioklastafeln und Magnetitkörner eingesprengt. Die Grundmasse besteht aus einem vollkrystallinen Gemenge von Magnetit, Augit, Plagioklasleisten und aus Leucit. Nur in den Randfacies ist Glasbasis vorhanden.

Leucittephrite finden sich im Gebiete am häufigsten nördlich Höflitz, wo sie an der Lehne des Eichberges noch vier zusammenhängende Decken zwischen Brockentufflagen bilden. Eine dieser

Decken tritt bei 300—310 Meter, Höflitz Ostnordost, auf; darüber bei 360—370 Meter eine zweite Decke; nordwestlich von dieser bei 400—410 Meter die dritte und endlich zu oberst die Gipfeldecke des Eichbergplateaus bei 470 Meter. Vergleiche die chemische Analyse dieser Decke in den Erläuterungen zu Blatt Tetschen der geologischen Mittelgebirgskarte, pag. 70, Analyse IV (Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. XV, pag. 270). — Deckenreste finden sich an den Zwergsteinen südlich Franzenthal in 382—400 Meter; südöstlich davon bei Sign. 399 Meter; westlich von Sign. 399 Meter bei 410 Meter; nördlich von der Segen Gottes-Zeche bei Sign. 448 Meter; auf der Kippe südlich Kolmen über Nephelintephrit; am Laskenberg bei Sign. 428 Meter; am Gipfel des Tannbusch eine Decke von 7 Meter Mächtigkeit, bedeckt von einer nur einige Meter mächtigen Lage von Brockentuff; östlich am Tannbusch eine Decke bei 480 Meter; nördlich vom Tannbusch am Hübner Berg; nordöstlich von Hankens Stein liegen bei 380 Meter im Brockentuff von Klügelsberg grosse Blöcke von Leucittephrit; endlich westlich am Krohnhübel.

Phonolith (Ph).

Entlang des Südrandes des Kartengebietes treten Phonolithe auf. Sie stellen grüngraue, plattig abgesonderte, dichte oder porphyrische Gesteine dar. Man kennt Phonolithe vom Haselberg im Südostwinkel des Gebietes, dann östlich von Mühlörzen, westlich von Mühlörzen aus dem Tichlowitzer Thale, ferner nördlich von Mühlörzen aus 460 Meter. Auf der Karte sind noch zwei gangförmige Vorkommnisse (Mühlörzen Nord bei 470 Meter und Sperlingstein Nord bei 280 Meter am linken Ufer des Baches in der Humperska) als Phonolithe bezeichnet worden, obgleich ihre Zugehörigkeit zu dieser Familie wegen vorgeschrittener Zersetzung der Gesteine nicht mit Sicherheit erkannt werden konnte.

Die grünlichgrauen, mitunter röthlich gefleckten, schwach fettig glänzenden, dichten oder porphyrischen Gesteine bestehen im wesentlichen aus Sanidin (und Anorthoklas) an 70 Procent, Aegirin (20 Procent), Sodalith (4—8 Procent) und Nephelin (2 Procent bis nahezu verschwindend). Magnetit fehlt in der Regel, desgleichen eine Glasbasis. Unsere Gesteine sind vollkrystallin entwickelt. Accessorisch treten braune, corrodirte Hornblende, Hauyn, Apatit, Titanit in unter-

geordneter Menge, häufiger garben- oder besenförmige Aggregate von Hainit auf. Von besonderem Interesse ist der hohe Gehalt an Sodalith, welcher den Nephelin stets überragt, ja es kann der Sodalith den Nephelin nahezu verdrängen. Das Gestein nähert sich dann in seiner mineralischen Zusammensetzung den Sodalithtrachyten. Mit dem Zurücktreten des Nephelin ist jedoch nicht ein Schwinden des phonolithischen Habitus verknüpft. Ein Habitus, wie er den bekannten Sodalithtrachyten von Ischia und aus Italien zukommt, stellt sich bei unseren Gesteinen nicht ein. Sie bleiben stets echte Phonolithe. Man könnte sie nephelinarme Sodalithphonolithe nennen.

Das der Ausdehnung nach bedeutendste Vorkommen bildet zwischen Mühlörzen und Reichen einen grossen Gesteinskörper mit flach gewölbter Oberfläche, welcher sich nach unten wahrscheinlich verschmälert und den älteren Basalttuff stockförmig durchsetzt. Da er von keinerlei Ganggesteinen durchsetzt wird, gehört er wohl wie auch die übrigen Phonolithe im Gebiete zu den jüngsten Eruptivmassen. Weit verbreitet in der Umgebung von Mühlörzen und bei Rittersdorf sind Blöcke dieses Phonoliths, welche eine grössere Ausdehnung dieses Gesteinskörpers vortäuschen, als ihm in der That zukommt. Das Gestein besitzt porphyrische Structur. In graugrüner, röthlich gefleckter Grundmasse liegen Krystalle von Alkalifeldspath, corrodirter brauner Hornblende, von Hauyn und Sodalith eingebettet. Die vollkrystalline Grundmasse besteht aus Leisten und kleinen Tafeln von Sanidin, Aegirinprismen und kleinen Sodalithkryställchen. Wenige idiomorphe Nephelinkrystalle verstecken sich so in der Grundmasse, dass man sie nur schwer auffindet. Magnetit fehlt. Die Sodalithe erscheinen als farblose oder röthlich gefärbte, das Licht schwach brechende, vier- oder sechseckige Feldchen. Nur die grösseren enthalten schwarze Körnchen in unregelmässiger Anordnung eingeschlossen. Die Bestimmung des Chlors ergab im salpetersauren Auszuge des Gesteins 0·28 Procent. Da Sodalith 7 Procent Chlor zu enthalten pflegt, so würde der Sodalith etwa 4 Procent des Gesteins bilden. Der grüne Aegirin zeigt einen Winkel $a : c = 4^{\circ}\,30'$. Relativ reichlich findet sich Hainit in besenförmigen Aggregaten. In ganz geringen Mengen treten Titanit in Krystallen, sowie Apatit in grösseren Prismen und in ausserordentlich zarten Kryställchen auf.

Viele der grösseren Feldspathausscheidlinge zeigen die für Anorthoklas charakteristische feine Zwillingsstreifung. Auf *M*

bildet die Auslöschungsrichtung mit den Spaltrissen von *P* den Winkel 8° bis 8° 30′. Ausserdem gewahrt man in einzelnen der grösseren Feldspathe eine Mikroperthit-Structur, hervorgerufen durch Einschaltung von Sanidinspindeln (mit schwächerer Lichtbrechung) in den Anorthoklaskrystall. Die gleichen Erscheinungen hat J. Blumrich in Phonolithen des Friedländer Bezirkes beobachtet.[1])

Der Phonolith des Haselberges im Südostwinkel des Kartengebietes ist bei dünnplattiger Absonderung dicht und vollkrystallin ausgebildet. Nur der Sodalith findet sich in grösseren Krystallen neben sehr zahlreichen kleineren vor. Manche Stellen des Gesteins zeichnen sich durch grossen Reichthum an idiomorphen Nephelinkrystallen aus. Im übrigen besitzt das Gestein die gleichen Gemengtheile wie der Phonolith bei Mühlörzen. Die Anwesenheit von Anorthoklas konnte jedoch nicht constatirt werden. Der Chlorgehalt

Fig. 9.

Sodalith mit regelmässig angeordneten Einschlüssen aus dem Sodalith-Phonolith des Haselberges.

beträgt im salpetersauren Auszuge 0·6 Procent. Daraus ist auf eine Sodalithführung von 8·7 Procent im Gestein zu schliessen. Die grösseren Sodalithkrystalle liefern im Dünnschliffe vier- bis sechsseitige Durchschnitte, welche regelmässig angeordnete Einschlüsse aufweisen. (Siehe Fig. 9.)

Die beiden kleineren Phonolithstöcke des Gebietes, der eine westlich von Mühlörzen bei 270—280 Meter, der andere westlich von Rittersdorf bei 460 Meter, bestehen aus einem grauen, plattigen Gestein, welches porphyrisch ausgebildet ist. In einer dichten bis sehr feinkörnigen Grundmasse liegen lichte Tafeln von Feldspath (bis 5 Millimeter lang), seltener kleine Augitsäulchen (höchstens 3 Millimeter lang). Bei der mikroskopischen Untersuchung ergibt sich noch

[1]) J. Blumrich, Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. XIII, pag. 469.

das Vorhandensein von brauner, corrodirter Hornblende und von Hauynkrystallen als grösseren Ausscheidlingen. Die grösseren Feldspathe sind Sanidin, hie und da gewahrt man einen sauren Kalknatronfeldspath. Die Grundmasse besteht überwiegend aus Sanidinsäulen (nach *a* gestreckt), aus wenig einfachen Sanidinleisten, sehr wenig Magnetitkörnchen, Aegirinaugit, Sodalith- und Nephelinkryställchen. Accessorisch treten Apatit- und Titanitkrystalle auf. Letztere bisweilen als Einschlüsse in Hauynkrystallen.

Diese Phonolithe zeigen durch ihre mineralische Zusammensetzung, Aegirinaugit an Stelle von Aegirin, Eintritt eines Kalknatronfeldspathes, Ueberwiegen des Hauyn gegenüber dem Sodalith, eine Annäherung an die phonolithoiden Hauyntephrite.

Tinguait (Ti).

Im Südwesten des Kartengebietes durchsetzen westlich vom nephelinarmen Sodalithphonolith zwei ostwestlich streichende Gänge von Tinguait den Basalttuff. Das Gestein beider Gänge schliesst sich eng an das vom genannten Phonolith. Es ist grünlichgrau gefärbt und ungemein hart und fest. Der südliche Gang erscheint völlig dicht ausgebildet, auf dem splitterigen Bruche tritt kein Glanz hervor, während das Gestein des nördlichen Ganges matten Glanz besitzt und in dichter Grundmasse ab und zu einen kleinen Feldspatheinsprengling aufweist.

Bei der mikroskopischen Untersuchung erkennt man in beiden Gesteinen ein höchst feinkörniges, vollkrystallines Gemenge von Feldspathleisten und Täfelchen, vielen Aegirinprismen, ungemein zahlreichen, farblosen oder röthlichen Sodalithkryställchen und vereinzelten Nephelinkrystallen. Hornblende und Magnetit fehlen. Accessorisch treten kleine Titanitkrystalle recht spärlich, hingegen besenförmige Aggregate von Hainit ziemlich häufig auf. — Der Feldspath ist ein Alkalifeldspath, wahrscheinlich Sanidin. Ueberall erwies sich seine Lichtbrechung schwächer als die des Canadabalsams.

Trachyt (T).

Gesteine dieser Familie finden sich nur an zwei Punkten des Gebietes: ein Stock südwestlich von Algersdorf, Basalt und Basalt-

tuff durchbrechend, und ein kleines, stockförmiges Auftreten südöstlich vom Laskenberge bei 240 Meter, nahe dem Nordrande des Kartengebietes.

Der Trachytstock bei Algersdorf ist durch drei grössere Steinbrüche gut aufgeschlossen.[1]) In allen Brüchen, am schönsten im mittleren, zeigt der Gesteinskörper eine Absonderung in grobe Platten. Die Absonderungsflächen laufen der Oberfläche des Stockes annähernd parallel, so dass dieselben in der Mitte des Stockes nahezu schwebend verlaufen, gegen die Ränder jedoch rings um den Stock flach einfallen unter Winkeln bis zu 20°, selbst 30°. Die Klüfte „fallen mit dem Berge", so drücken sich die Leiter der Steinbrucharbeiten aus. Dadurch wird ein grob zwiebelschaliger Aufbau des Gesteinskörpers bedingt. Senkrecht zu diesem System von Klüften ist ein zweites, minder stark hervortretendes Kluftsystem zu beobachten.

Das Gestein selbst wurde schon früher (Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. IX, 1887, pag. 236 u. f.) beschrieben. Es ist ein hellgraues, rauhes Gestein, vom Typus des Drachenfelstrachyts, mit porphyrischer Structur. In dichter Grundmasse liegen Krystalle von Feldspath (5 Millimeter Länge erreichend) ziemlich häufig, seltener Augitkrystalle oder Fetzen von Biotit eingebettet. Basische Concretionen, wesentlich aus Augit und Biotit bestehend, treten hie und da auf. Kleine, unregelmässig begrenzte, rostfarbene Flecke erscheinen im Gestein nicht selten.

Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Feldspathleisten, untergeordnet treten Kryställchen von grünem bis fast farblosem Augit und sehr wenig Magnetitkörnchen auf. Accessorisch sind Titanit und Apatit, ganz vereinzelt Zirkonkörner vorhanden. Die Structur ist trachytisch.

Sowohl unter den Feldspathen der Einsprenglinge, als auch unter denen der Grundmasse waltet Sanidin vor; doch betheiligen sich auch in geringerer Menge Kalknatronfeldspathe (Labrador und Andesin) am Aufbau des Gesteins. An grösseren Krystallen, verzwillingt nach dem Albit- und wiederum nach dem Karlsbader Gesetz, wurden in Schnitten der Zone senkrecht zu *M* folgende conjugirte Auslöschungsschiefen beobachtet, welche auf einen Labrador (Ab_1 An_1) schliessen lassen.

---

[1]) Ueber den Steinbruchbetrieb vergl. pag. 92 u. f.

1	1′	2	2′
+ 13	+ 8	— 7	— 4
0	— 2	+ 17	+ 20
0	+ 1	+ 20	— 14

Folgende conjugirte Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen, welche in der gleichen Zone ($\perp M$) geschnitten waren, würden auf einen dem Andesin nahestehenden Feldspath hinweisen:

1	1′	2	2′
+ 16	— 16	— 9	+ 3

Manche Auslöschungsschiefen lassen einen dem Albit sich nähernden Plagioklas vermuthen; doch die Lichtbrechung im Vergleiche mit Canadabalsam und das Verhalten im Konoskop zeigen, dass auch dann Andesin vorliegt.

Einzelne der grösseren Ausscheidlinge zeigen einen zonaren Aufbau in der Art, dass die Lichtbrechung vom Kern gegen den Rand abnimmt.

Die meisten Plagioklase besitzen einen Sanidinmantel. Aber auch die grösseren Sanidinausscheidlinge sind nicht ganz einheitlich aufgebaut. Sie besitzen nämlich einen Kern, welcher nur vereinzelte farblose, an den Ecken abgerundete Apatitkrystalle einschliesst. Den Kern umgibt eine einschlussreiche, trübe Zone, auf welche zuletzt eine einschlussärmere Hülle folgt, die mit unregelmässig gezähnter Contour gegen die Grundmasse sich abgrenzt. Differenzen im optischen Verhalten dieser Zonen liessen sich nicht constatiren.

Die Augite zeigen entweder gar keinen oder nur ganz geringen Pleochroismus; $c : c = 43—45^{0}$. Sie gehören zum Diopsid. Der Biotit zeigt in der Regel randliche Corrosion mit Opacitkränzen.

Abweichend vom Algersdorfer Trachyt ist das Gestein des zweiten Trachytvorkommens. Dasselbe ist wohl auch hellgrau gefärbt, allein aus der dichten Grundmasse treten nur schlanke Hornblendesäulchen, 1—2 Millimeter lang, hervor. Bei der mikroskopischen Untersuchung gewahrt man häufig grüne und lederfarbene Krystalle von Aegirinaugit, wenig braune Hornblende, fast gar nicht corrodirt, und einzelne Magnetitkörner, innig gemengt mit langen, dicken Sanidinsäulchen. Der Sanidin ist in grosser Menge und nur in genannter Form vorhanden. Die Zwickel und Felder zwischen den Sanidin-

säulchen werden zumeist von einfach brechenden Substanzen erfüllt. Darunter befindet sich Analcim, ferner treten thonige Zersetzungsproducte auf. Auch Calcit und zeolithische Faserbündel werden bemerkt. Die grösste Menge dieser secundären Gebilde ist wohl aus der Glasbasis hervorgegangen, welche früher die Lücken zwischen den Feldspathkrystallen erfüllte. Accessorisch treten Titanit und Apatit in grossen Krystallen auf. Einige trübe Feldchen mit vier- oder sechsseitigen Umrissen sind wahrscheinlich auf Sodalith zurückzuführen.

Die Structur ist nicht trachytisch, sondern ausgesprochen intersertal.

Der Algersdorfer Trachyt wurde bereits 1887 von Franz Ullik chemisch untersucht.[1]) Die Analyse lieferte folgendes Ergebnis. Substanz bei 110° getrocknet.

SiO_2	64·692
TiO_2	0·310
P_2O_5	0·183
Al_2O_3	18·338
FeO	3·440
CaO	1·723
BaO	0·085
MgO	0·496
K_2O	6·460
Na_2O	4·614
H_2O (chem. geb.)	0·241
Summa	100·582

Ausserdem minimale Mengen von *Cl*, *F* und Spuren von *Mn*. In dem mit *HCl* bereiteten Auszuge konnten nicht einmal Spuren von SO_3 nachgewiesen werden.

Das specifische Gewicht beträgt 2·57.

Camptonitische Ganggesteine.

Im Südwestwinkel des Kartenblattes treten Ganggesteine camptonitischer Art auffällig häufig auf. Mit nordöstlicher oder öst-

[1]) Tschermak's Mineral. und petrogr. Mitth., Bd. IX, pag. 247.

licher Streichrichtung convergiren dieselben gegen den im Südwesten ausserhalb des Kartenblattes gelegenen Essexitstock von Rongstock. Sie setzen in allen daselbst vorhandenen Gesteinskörpern auf, vom unteroligocänen Sandstein bis zu den Tephritdecken; deshalb gehören sie zu den jüngeren Eruptivgebilden des Gebietes. Auf Ganggesteine dieser Art aus dem böhmischen Mittelgebirge machte zuerst Bořicky (1873) aufmerksam, welcher sie Trachybasalte nannte. Ihre Verwandtschaft mit den Camptoniten wurde von Rosenbusch (1887) erkannt. Im Laufe des letzten Decenniums wurden dann die weiteren Beziehungen dieser interessanten Gesteine unseres Gebietes festgestellt.

Die camptonitischen Ganggesteine des Kartengebietes zerfallen in folgende Unterabtheilungen:

1. Camptonit,
2. Monchiquit,
3. Leucitmonchiquit.

1. Von Camptonit findet sich ein einziger Gang im Kartengebiete vor, und zwar Nr. 38 der folgenden Aufzählung. Das Gestein ist gelblichgrau gefärbt, mit dunkelgrauen Flecken. Feine Blasen sind durch das ganze Gestein vertheilt. Gegen das Salband mehren und vergrössern sich die Blasen. Ferner tritt im Salband hie und da ein Augitkrystall porphyrisch hervor, während solche Augite dem Gestein der Gangmitte fehlen. Die Gangmitte besteht aus einem vollkrystallinen Gemenge von Magnetit (etwa 5 Procent), Kalknatronfeldspath (40 Procent) und braunen Hornblendesäulchen (55 Procent) Letztere sind an ihrem Ende zerfasert und sinken in ihrer Grösse herab bis zu feinsten Nadeln. Eine Glasbasis fehlt dem Gesteine gänzlich. Secundär tritt Calcit reichlich auf.

2. Die Monchiquite des Kartengebietes stellen porphyrische, selten dichte Gesteine dar von dunkler, schwarzer oder dunkelgrauer Färbung. Als porphyrische Ausscheidlinge treten auf: Magnetit, titanhältiger Augit, seltener Hornblende, diese bisweilen in Krystallen bis 5 Centimeter lang, ferner in manchen Vorkommnissen tafelförmige Krystalle eines Kalknatronfeldspathes von der Zusammensetzung $Ab_2 An_3$. Die dichte Grundmasse baut sich aus der zweiten Generation der gleichen Minerale auf: aus Magnetitkörnern, gelbbraun bis blassbraun durchsichtigen Säulchen und Nädelchen von Hornblende, aus Kryställchen von Augit, Täfelchen von braunem Glimmer, Leisten

und kurzen Platten eines Kalknatronfeldspathes der Zusammensetzung $Ab_1 An_1$ und aus gewöhnlich trübem Glase. Der Glimmer fehlt häufig. Auch der Augit kann beinahe gänzlich zurücktreten. In manchen Fällen herrscht er aber über die Hornblende vor. Der Olivin fehlt nicht. Er ist jedoch im Ganzen so spärlich, dass man ihn als accessorischen Gemengtheil ansehen muss. Als solcher tritt auch Apatit in grossen Krystallen auf. Titanit konnte nur in einem einzigen Gange unter circa 50 Gängen beobachtet werden.

Die Menge der porphyrischen Ausscheidlinge kann bis 50 Procent der gesammten Gesteinsmasse betragen. In der Regel aber ist sie geringer. Die Gemengtheile der Grundmasse vertheilen sich in folgender Weise. Magnetit bis 5 Procent, Hornblende und Augit 35 bis 50 Procent, Plagioklas 30 bis 60 Procent, Glas 5 Procent.

Die Raumerfüllung ist häufig durch Blasenräume unterbrochen. Die Blasen werden von Zeolithen und Calcit erfüllt.

3. Aus Leucitmonchiquit bestehen fünf Gänge, welche unter Nr. 10, 11 und 20 der folgenden Aufzählung im Speciellen angeführt werden. Das Gestein dieser Gänge besitzt schwarzgraue bis schwarze Färbung. In der dichten Grundmasse sind Körner von Magnetit, Augitkrystalle, grosse Krystalle von Leucit und Tafeln eines Kalknatronfeldspathes porphyrisch eingebettet. Die Leucitkrystalle erreichen den Durchmesser von 2 bis 3 Millimeter, ausnahmsweise 4 Millimeter. Am Aufbau der Grundmasse betheiligen sich Körnchen und stab- oder leiterförmige Krystallskelette von Magnetit, violette Augitsäulchen, wenig Hornblende und brauner Glimmer, sehr wenig Plagioklasleisten und Leucitkrystalle, endlich Glasbasis. Der Plagioklas ist ein Labrador. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass die grösseren Augitkrystalle randlich häufig kleine Grundmassen-Leucite einschliessen. Namentlich die Flächen der Prismenzone sind in ihrer Contour unterbrochen durch die randlich als Schmarotzer eingewachsenen kleinen Leucitkrystalle. Das Wachsthum der grossen, porphyrisch ausgeschiedenen Augitkrystalle muss demnach seinen Abschluss erst nach Bildung der kleinen Grundmassen-Leucite erreicht haben.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung dieser camptonitischen Ganggesteine muss auf die im XIV. Bd. von Tschermak's Mineralog. u. petrogr. Mittheilungen, pag. 101 und 103 veröffentlichten Analysen verwiesen werden.

Nachstehend folgt eine Aufzählung der beobachteten und in die Karte eingetragenen camptonitischen Gänge. Wenn auch die Anzahl der aufgezählten Gänge mehr als ein halbes Hundert beträgt, so ist hiemit deren Summe gewiss nicht erschöpft. Und neue Aufschlüsse werden die Anzahl der Vorkommnisse von diesen Gängen in Zukunft noch vermehren.

Aufzählung der im Kartengebiete beobachteten Gänge camptonitischer Gesteine.

1. Gang in Reichen bei 600 Meter, den Brockentuff durchsetzend, mit oststüdöstlichem Streichen. Hievon rühren die Findlingsblöcke bei den östlichsten Häusern von Reichen, 580 Meter Meereshöhe, her. Schönes Gestein, in schwarzer, dichter Grundmasse grosse Krystalle von Augit und Körner von Magnetit ausgeschieden. Makroskopisch dem Leucit-Tephrit ausserordentlich ähnlich.

2. Gang auf dem Rücken südlich Voitsdorf in 540 Meter, durchsetzt den Magma-Basalt über Tuffit. Porphyrisches Gestein, in schwarzer, glasreicher Grundmasse mit mattem Fettglanze Krystalle von Hornblende und Augit ausgeschieden. Zeigt langgestreckte, parallel gerichtete Blasen.

3. Zwei Gänge mit ostwestlichem Streichen durchsetzen südlich von Klein-Zinken den Hauyn-Tephrit, der eine in 590 Meter, der andere in 620 Meter Meereshöhe. Gestein schwarz, in dichter Grundmasse liegen Krystalle von Augit, Hornblende und Labrador. Diese Gänge beweisen das junge Alter der camptonitischen Ganggesteine (jünger als die Tephrite), weil sie im Hauyntephrit aufsetzen.

4. Ein nordnordöstlich gerichteter Gang bei Sign. 533 Meter östlich von Hortau, im Feldspathbasalt aufsetzend. Gestein blasig; porphyrisch: in grauer, dichter Grundmasse grosse Augite, Labrador-Tafeln und Magnetitkörner.

5. Westlich, südwestlich und südlich von Mühlörzen scheinen im Sandstein und im Basalttuff mehrere Monchiquitgänge mit westöstlichem Streichen aufzusetzen, zwischen 270 und 360 Meter an der linken Seite des nach Tichlowitz führenden Thales. Die Form des Auftretens ist an den bewaldeten Thallehnen nicht immer vollständig klarzustellen. Mit grosser Wahrscheinlichkeit aber ist eine grössere Anzahl von Gängen vorhanden. Von den Gängen sind Roll-

blöcke über weitere Flächen an den Gehängen zerstreut, so dass es stellenweise den Anschein hat, als würde der Monchiquit stockförmig auftreten.

Alle Gänge am genannten Orte bestehen aus einem porphyrisch entwickelten Gestein, bei welchem in einer dichten bis feinkörnigen grauen Grundmasse Krystalle von Augit, Hornblende, Labrador und Magnetit ausgeschieden sind.

6. Westlich von Rittersdorf ein ostwestlich streichender Gang in 470 bis 475 Meter Meereshöhe. Gestein porphyrisch mit Blasen, deren Räume von Zeolithen erfüllt sind.

7. Knapp südlich von Nr. 6 ein zweiter, gleicher Gang in 450 Meter.

8. Am rechten Gehänge des Tichlowitzer Bachthales, nahe dem Westrande der Karte, setzt im Basalttuff bei 200 Meter ein ostwestlich streichender, etwa 2 Meter mächtiger Gang auf, dessen Gestein gleichfalls porphyrisch ausgebildet ist. Am Salband werden die porphyrisch ausgeschiedenen Krystalle (Augit und Hornblende) kleiner, der in der Mitte des Ganges porphyrisch ausgeschiedene Plagioklas verschwindet und die Grundmasse nimmt einen fettigen Glanz an.

9. Nordwestlich vom Gang Nr. 8 tritt an der gleichen Lehne in 250 Meter ein gleichfalls 2 Meter mächtiger Gang auf mit nordöstlichem Streichen.

10. Im Basalttuff nordöstlich von Nr. 9 tritt in der Meereshöhe von 380 Meter ein ostnordöstlich streichender Gang von Leucit-Monchiquit auf.

11. Nordöstlich von Nr. 10 treten in der Umgebung von Sign. 460 Meter drei parallel nach Ostnordosten gerichtete Gänge des gleichen Leucit-Monchiquits auf. Sie lassen sich auf eine weite Strecke verfolgen. Der nördlichste ragt mauerartig 8 bis 10 Meter über seine Umgebung empor. Er besitzt eine Mächtigkeit von 1·5 Meter. Alle Gänge sind plattig abgesondert, die Absonderungsflächen verlaufen horizontal. Die Gänge bestehen aus einem schwarzen Gestein, in dessen dichter Grundmasse Krystalle von Magnetit, Augit, Leucit (1 bis 3 Millimeter, ausnahmsweise 4 Millimeter im Durchmesser) und Labrador porphyrisch ausgeschieden sind

12. Westlich von Rittersdorf setzt im Basalttuff bei 465 Meter Meereshöhe ein nordöstlich streichender Gang auf, dessen Salband

reich an Blasen und durch grosse Augit- und Hornblendekrystalle porphyrisch ausgebildet ist.

13. Oestlich von Babutin setzt im Sandstein bei 290 Meter unweit der Reichener Strasse ein 2 Meter mächtiger Gang mit nordöstlichem Streichen auf, der sich auch weiter in nordöstlicher Richtung im Basalttuff bis über 400 Meter Meereshöhe verfolgen lässt. Das Gestein besitzt eine dichte, dunkelgraue Grundmasse, in welcher schmale Prismen von Augit und Hornblende eingebettet sind.

14. An der Westgrenze des Blattes, südwestlich von Babutin, tritt in 280 Meter ein südsüdöstlich streichender Gang im graugrünen Basalttuff auf. Porphyrisch sind schmale Plagioklastafeln und lange Hornblendesäulchen ausgeschieden.

15. Südlich davon setzen an der steil abstürzenden Tuffitwand neben Gängen anderer Gesteine auch drei Monchiquitgänge theils im Tuffit, theils im Nephelinbasalt auf. Alle drei erreichen eine Mächtigkeit von je 2 Meter und streichen ostwestlich bei saigerem Einfallen. Das Gestein besitzt porphyrische Structur. Ausgeschieden sind als grössere Krystalle Augit, Hornblende, Magnetit und Plagioklas.

16. Am Westrande des Blattes treten südlich von Nr. 15 zwei Gänge in 280 Meter, mit ostnordöstlichem Streichen, östlich davon zwei Gänge in 340 Meter, von denen der eine nordöstlich, der andere nordsüdlich streicht, südwestlich vom letzteren ein Gang in 300 Meter mit nordsüdlichem Streichen, dann nordwestlich der Gaute zwei nordöstlich streichende Gänge bei 360 Meter, respective bei 365 Meter auf. Alle diese Gänge sind 1 bis 2 Meter mächtig. Das Gestein besitzt eine normale Ausbildung mit porphyrisch ausgeschiedenen Krystallen von Augit, Hornblende, Plagioklas und Magnetit.

17. Im Basalttuff am Eingange aus dem Tichlowitzer Bachthale in die Gaute, auf der linken Seite des Gautenthales, tritt in 230 Meter ein mannigfach verzweigter Gang von Monchiquit auf. Streichen ostwestlich mit saigerem Einfallen. Gesammtmächtigkeit 1·2 bis 1·5 Meter. Der grösste Theil des Ganges zeigt eine vom normalen Monchiquit recht abweichende Entwicklung, nur ein kleiner Theil in der Mitte des Ganges besteht aus normalem Monchiquit. Während der normale Monchiquit eine dunkelgraue Färbung besitzt und porphyrisch ausgeschiedene Krystalle von Hornblende, Augit, Plagioklas und Magnetit zeigt, ist die abweichend entwickelte Facies von graugrüner Färbung und nachstehender Zusammensetzung.

Unter den porphyrischen Ausscheidlingen tritt basaltischer (violett durchsichtiger) Augit hervor, während Hornblende nur selten zu beobachten ist. Die Grundmasse besitzt Blasenräume, die mit Zeolithen und Calcit erfüllt sind. Sie besteht aus Magnetit, blassgrünen bis farblosen Nadeln von Augit, gelbbraunen Säulchen von Hornblende, Plagioklasleisten (Ab_1 An_1) und aus wenig Glas. Accessorisch grosse Apatite. Viel secundärer Calcit. Verwittert rasch, verfärbt sich dabei bräunlichgrün. — Der ganze Gang ist von glasigen Salbändern, die bis 1 Centimeter breit werden, eingesäumt.

Die graugrüne Facies zeigt eine Annäherung an den Gauteit (pag. 84).

18. Etwa 200 Meter nördlich von Nr. 17 tritt ein gleichfalls ostwestlich streichender, leider nur unvollkommen aufgeschlossener Gang auf.

19. Nördlich der Gaute tritt im Schlackenbasalt bei 430 Meter Meereshöhe ein 3 Meter mächtiger, ostnordöstlich streichender Gang auf, der durch besonders grosse (bis 5 Centimeter lange) porphyrisch ausgeschiedene Hornblendekrystalle ausgezeichnet ist.

20. Oestlich der Gaute in 400 Meter Meereshöhe setzt gleichfalls im Schlackenbasalt ein nordöstlich streichender Gang von Leucit-Monchiquit auf. Das porphyrisch ausgebildete Gestein besitzt schwarzgraue Färbung mit einzelnen hellbraunen Flecken, die durch dichtere Anhäufung der farbigen Gemengtheile in der Grundmasse entstehen.

21. Südlich der Gaute ist bei 370 Meter im Basalt ein ostnordöstlich streichender Gang von normalem Monchiquit vorhanden.

22. Oestlich von Nr. 21 tritt im Schlackenbasalt bei 400 bis 420 Meter ein ostwestlich streichender Gang normalen Monchiquits auf, und nördlich davon kommen noch mehrere Gänge des gleichen Gesteins mit der gleichen Richtung des Streichens vor.

23. Am rechten Gehänge des Tichlowitzer Bachthales treten westlich von Mühlörzen, östlich vom Eingang in die Gaute, mehrere Monchiquitgänge nebst vielen basaltischen und trachytandesitischen Gängen in 260 bis 280 Meter Meereshöhe auf.

24. Nördlich der Reichener Strasse und nördlich des Wirthshauses „zum Oelberg“ setzt im Schlackenbasalt bei 430 Meter ein ostwestlich streichender Gang auf, welcher mauerförmig am Thalgehänge weithin sichtbar emporragt.

25. Südlich Babutin setzt im Sandstein ein etwa 0·5 Meter mächtiger Gang von normalem Monchiquit auf, welcher nordöstlich streicht und bis zur Meereshöhe 280 Meter verfolgt werden kann. In der Grundmasse des sehr zersetzten Gesteins liegen bis 15 Millimeter lange, aber in der Richtung der Achse *a* ausserordentlich verschmälerte, mit einer rothbraunen Zersetzungskruste überzogene Augitkrystalle.

26. Südöstlich von Nr. 20 streicht von 340 bis 360 Meter ein nordöstlich gerichteter Gang im Basalttuff an der gleichen linken Lehne des Reichener Bachthales.

27. Am rechten Ufer des westlichsten Seitenthälchens, welches von Süden her in's Reichener Bachthal einmündet, tritt im Basalttuff bei 410 Meter ein 2 Meter mächtiger, ostwestlich streichender Gang auf. In der grauen Grundmasse dieses Gesteins liegen bis zolllange Krystalle von Hornblende, kleinere Augitkrystalle und Körnchen von Magnetit ausgeschieden.

28. Ueber der Quelle in 320 Meter Meereshöhe am rechten Ufer des Reichener Baches, östlich Babutin, nördlich der Strasse nach Reichen, liegen vielfach Blöcke von normalem Monchiquit zerstreut, die entweder einem zerstörten Gange oder diluvialen Schutthalden entstammen.

29. Im Nephelinbasaltstrom der Podskale östlich von Babutin setzt ein Gang von Monchiquit mit Ostnordost-Streichen und einem westlichen Verflächen (80°) auf. Die Mächtigkeit beträgt 1 bis 2 Meter.

30. Am Wege von Steinbach nach Kolmen, nordwestlich von Steinbach, liegen nordöstlich von Sign. 375 Meter in 380—400 Meter vereinzelte Blöcke eines schönen, höchst auffälligen Gesteins umher, die offenbar von einem westöstlich streichenden Gange herrühren. In dichter, schwarzgrauer Grundmasse liegen grosse (4 bis 5 Centimeter lange) Hornblendekrystalle, dann Augite, Olivine und kleine Magnetitkörner eingebettet.

31. Am steilen Westabhange von Netters Koppe streicht im Feldspathbasalte mit nordöstlicher Richtung bei 390 Meter Meereshöhe ein Monchiquitgang, welcher nach Südwesten sich weit (bis an den Westrand der Karte) verfolgen lässt.

32. Südwestlich von Netterskoppe findet sich bei 350 Meter Meereshöhe im Basalttuff ein schönes Gangkreuz vor. Ein älterer,

nordöstlich streichender Gang von Nephelinbasalt wird von einem jüngeren, 3 bis 4 Meter mächtigen, nordsüdlich streichenden Monchiquitgange gekreuzt.

33. Nördlich von Vogelsang durchbricht ein nordöstlich streichender Monchiquitgang den Basalttuff in 465 Meter.

34. Südlich von Vogelsang setzt ein 3 Meter mächtiger Gang bei 490 Meter in dem grossen Feldspathbasaltkörper auf.

35. Oestlich von Babutin, nördlich von Nr. 13 durchsetzt ein 2 Meter mächtiger Monchiquitgang, nordöstlich streichend, den Basalttuff in 330 bis 350 Meter. Die porphyrisch ausgeschiedenen Augitkrystalle liegen in paralleler Anordnung in der Richtung des Gangstreichens, so dass dadurch eine Art Fluctuationsstructur zustande kommt. Der Gang findet wahrscheinlich seine Fortsetzung in nordnordöstlicher Richtung bei 430 bis 450 Meter Meereshöhe, allwo gleichfalls ein Monchiquitgang aufsetzt.

36. Auf der Ostseite des Sperlingsteins ist im phonolithoiden Sodalithtephrit bei 342 Meter Meereshöhe ein nordöstlich gerichteter, etwa 0·5 Meter mächtiger Monchiquitgang mit sehr grossen Krystallen von Hornblende und kleineren von Augit und Olivin vorhanden.

37. Oestlich vom Sperlingstein setzt im Sandstein bei 300 Meter Meereshöhe ein nordöstlich streichender Monchiquitgang auf, welcher durch grosse porphyrisch ausgeschiedene Plagioklaskrystalle in grauer dichter blasenreicher Grundmasse ausgezeichnet ist. Weiter nordöstlich treten im Basalttuff zwei Monchiquitgänge bei 330 Meter und 345 Meter auf, die wahrscheinlich nur als die Fortsetzung des erstgenannten Ganges anzusehen sind. Nördlich von den zwei Gängen finden sich auf dem Grate, über welchen der Weg von den Sperlingshäusern nach Vogelsang führt, von 350 bis über 400 Meter, im Basalttuff noch zwei Gänge vor. Alle diese Gänge gehören zu einem Gangsystem.

38. Als Camptonite im Sinne von Rosenbusch (Mikroskop. Physiographie, II. Band, 3. Aufl., pag. 538) ist nur das Gestein eines einzigen Ganges zu betrachten. Derselbe durchsetzt westlich von Rittersdorf, ostwestlich streichend, als der nördlichste von drei Gängen camptonitischer Gesteine, in 460 Meter den Basalttuff.

Trachytandesitische Ganggesteine.

Gauteït (TA).

Den dunkelgefärbten camptonitischen Ganggesteinen stehen im Kartengebiete andere Ganggesteine von heller Farbe (hellgrau oder grünlichgrau) und trachytischem Habitus gegenüber. Ihre Menge ist eine geringere als die der Camptonite, das Verhältnis beider ist annähernd 1 : 5. Im petrographischen Systeme sie unterzubringen und einen systematischen Namen ihnen zu geben, bereitet Schwierigkeiten. Sie stehen den „Bostonitporphyren" Rosenbusch's[1]) nahe, unterscheiden sich jedoch wesentlich von denselben durch die grösseren Ausscheidlinge von Kalknatronfeldspath. Am zweckmässigsten erscheint es, ihnen eine Stellung unter den Orthoklas-Plagioklas-Gesteinen Brögger's anzuweisen, und zwar in seiner Monzonit-Familie als Ganggesteine verwandt mit seinen Trachytandesiten.[2]) Deshalb wurden sie als trachytandesitische Ganggesteine dem petrographischen Systeme eingereiht und nach dem Thale und der Häusergruppe „Gaute" im Südwestwinkel des Kartengebietes, allwo diese Gesteine in grösster Menge auftreten, Gauteït genannt.

Mit den camptonitischen Ganggesteinen stellen die Gauteïte complementäre Gesteine gleichen Alters dar. Obschon die Gauteïte der verschiedenen Gänge in ihrer Ausbildung etwas von einander abweichen, so ist ihnen doch Folgendes gemeinsam. Die Farbe ist hellgrau bis grünlichgrau. Die Verwitterungsrinde braun. Ausbildung stets porphyrisch: in einer dichten, trachytisch rauhen Grundmasse liegen Hornblendesäulchen, Augitkrystalle (2—3 Millimeter lang), hie und da grosse Biotittafeln und recht zahlreiche Tafeln von Kalknatronfeldspath eingebettet. Die Grundmasse besteht vorherrschend aus Feldspathleisten (schätzungsweise 80 Percente), dann aus wenig Magnetitkörnchen, grünen oder lederfarbenen Augitkryställchen, braunen Hornblendesäulchen und aus Biotit. Farblose Glasbasis füllt

---

[1]) H. Rosenbusch, Mikrosk. Phys., 3. Auflage, Bd. II, pag. 425.

[2]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes II. Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol, Tabelle auf pag. 60.

allgemein die Lücken zwischen den genannten Gemengtheilen aus. Aus der häufig zersetzten Glasbasis ist eine doppelbrechende Substanz von gelber Farbe hervorgegangen, welche aus einem Aggregat sehr feiner Fasern besteht. Quarz wurde im Gestein nirgends aufgefunden. Relativ häufig tritt Titanit in grossen Krystallen auf. Auch Apatit stellt sich ein.

Die Feldspathleisten der Grundmasse bestehen fast durchwegs aus Sanidin. Sie sind zumeist verzwillingt nach dem Karlsbader Gesetz, löschen entweder gerade oder bei sehr geringer Schiefe aus. Lichtbrechung allenthalben schwächer als Canadabalsam. Die grösseren Feldspathausscheidlinge erreichen höchstens im grössten Durchmesser 2—3 Millimeter. Sie erwiesen sich theils als saurerer Labrador, theils als Andesin. Auf ersteren Feldspath führen die conjugirten Auslöschungsschiefen in Doppelzwillingen:

1	1′	2	2′
— 3°	— 7°	+ 8°	— 10°
— 7°	+ 9°	— 7°	

Für Andesin charakteristisch sind folgende conjugirte Auslöschungsschiefen:

1	1′	2	2′
— 3°	+ 3°	+ 5°	— 10°
— 3° 30′	+ 3° 40′	+ 11°	— 14° 30′
+ 8°	— 0° 30′	+ 9°	— 1° 30′
— 8°	+ 12°	+ 22°	— 16°

Auf der Fläche *M* gegen *P* gemessene Auslöschungsschiefen von — 3° 30′ führen gleichfalls auf Andesin.

Recht häufig besitzen die grösseren Kalknatronfeldspathe eine saure, einschlussreiche Randzone, in welche die Zwillingsstreifung des Kernes nicht herausreicht und die aus Sanidin besteht. Analcim-Adern durchziehen regelmässig die grossen Feldspathtafeln.

Die Hornblende wird braun durchsichtig und zeigt in der Regel keine Corrosionserscheinungen. Im Gesteine mancher Gänge tritt sie recht häufig auf, in anderen Gängen ist Biotit häufiger. Augit ($c : c = 41° 30'$) spielt keine hervorragende Rolle, wenn er auch nie fehlt.

Nephelin konnte nicht nachgewiesen werden. Da die Gesteine häufig im Stadium vorgeschrittener Zersetzung sich befinden, so ist seine unbedingte Abwesenheit nicht zu erweisen. Secundär tritt Calcit, recht häufig aber Analcim auf. Letzterer kleidet kleine Höhlungen aus; in die Analcimsubstanz ragen secundäre Albitkrystalle von den Wänden des Hohlraums hinein.

Die Structur der Grundmasse ist intersertal, nur bei ganz zurücktretender Glasbasis wird sie trachytisch.

Gänge von Gauteït sind von folgenden Orten bekannt geworden:

1. An der Reichener Strasse, östlich von Rittersdorf, bei 440 Meter im Schlackenbasalt. Streichen nordöstlich mit saigerem Einfallen.

2. Westlich von Rittersdorf bei 480 Meter, zum Theil im Basalt, zum Theil im Basalttuff. Streichen ostwestlich.

3. Im Nephelinbasalt bei 310 Meter an der Westgrenze des Kartengebietes.

4. Zwei Gänge mit ostwestlichem Streichen an den nördlichen Gehängen der „Gaute“ bei 370 Meter und bei 410 Meter, im Nephelindolerit und im Schlackenbasalt aufsetzend.

5. Südlich der „Gaute“ bei 430 Meter im Basalttuff.

6. Zwei Gänge im Schlackenbasalt südöstlich der „Gaute“, nördlich Mühlörzen bei 420—430 Meter. Streichen nordöstlich.

7. Bei Mühlörzen, in der Umgebung des Forsthauses ein breiter Gang, nahezu Gangstock zu nennen, Streichen ostwestlich; führt grosse Biotitkrystalle von 45—55 Millimeter Durchmesser.

8. Westlich von Mühlörzen an der nördlichen Lehne des Tichlowitzer Bachthales bei 260 Meter ein ostwestlich streichender Gang neben mehreren anderen Gängen von Gauteït und Camptonit.

9. Südlich vom Reichener Bachthale im Basalttuff bei 395 Meter, nordwestlich von Rittersdorf. Streichen ostwestlich. Gestein reich an Blasenräumen.

10. Südlich von Nr. 9, auf der linken Seite des zum Reichener Bach führenden Thälchens im Basalttuff bei 430 Meter. Streichen ostwestlich.

11. Gang im oligocänen Sand nördlich von Hortau an der Strasse nach Buschmühle. Streichen ostwestlich.

12. Gang nördlich vom Sperlingstein im Sandstein bei 280 Meter, 5 Meter mächtig; Streichen nordöstlich.

Im Brockentuff des Tannbusch finden sich auch Blöcke von Gauteït eingeschlossen. Das Gestein ist porphyrisch. Grosse Andesintafeln und Augitkrystalle liegen in dichter grauer Grundmasse. Letztere besteht vorzugsweise aus Feldspathleisten und grünem Augit. Glasbasis fehlt.

Vom Gauteït, welcher in der Umgebung des Mühlörzener Forsthauses ansteht (Nr. 7 der vorangegangenen Aufzählung), wurde durch Herrn R. Pfohl eine chemische Analyse mit folgenden Ergebnissen ausgeführt. Das Analysenmaterial war leider nicht mehr ganz frisch. Da kein anderes Material zu beschaffen war, wurde es trotzdem verwendet.

SiO_2	54·15
TiO_2	Spur
P_2O_5	0·41
Al_2O_3	18·25
Fe_2O_3	3·62
FeO	2·09
CaO	4·89
MgO	2·56
K_2O	6·56
Na_2O	4·43
H_2O chem. geb.	3·69
Summe	100·65

Specifisches Gewicht 2·638
2·631 im Mittel 2·632
2·627

Belege zu der Analyse. Aufschluss mit (NaK) CO_3 0·9222 g; Aufschluss mit HF 0·4385 g zur Alkalienbestimmung; Aufschluss mit H_2SO_4 im geschlossenen Glasrohr zur Bestimmung von FeO und Fe_2O_3 0·8934 g. SiO_2 0·4994 g = 54·15%; ($Fe_2O_3 + Al_2O_3 + P_2O_5$) = 0·2266 g entsprechend 24·57%; P_2O_5 (ein Drittel vom vorigen) 0·0020 $Mg_2P_2O_7$ = 0·41%; für Fe_2O_3-Bestimmung 12·1 cm^3 Permang. verbraucht, entsprechend 5·94% Fe_2O_3; davon ab 2·32% Fe_2O_3 als FeO, verbleibt 3·62% Fe_2O_3; aus der Differenz 18·25% Al_2O_3; zur FeO-Bestimmung verbraucht 4·75 cm^3 Permang., entsprechend 2·09% FeO (= 2·32% Fe_2O_3). CaO 0·0451 g entsprechend 4·89%; MgO 0·0652 $Mg_2P_2O_7$ entsprechend 2·56% MgO; (KCl +

$+ NaCl) = 0{\cdot}0821\,g$, K_2PtCl_6 $0{\cdot}1482\,g$ entsprechend $6{\cdot}56\%$ K_2O, Na_2O daher $4{\cdot}43\%$; chem. geb. Wasser $0{\cdot}0432\,g$, daher bei der Einwage $1{\cdot}1705\,g$ $3{\cdot}69\%$. (1 cm^3 Permang. $= 0{\cdot}00307\,g$ *Fe.)*

II. Diluvium.

Diluvialgebilde finden sich im Kartengebiete in grosser Verbreitung. Sie sind verschiedenen Ursprungs. Die Elbe und in besonderem Masse die Polzen haben, bevor ihre Thäler bis zum gegenwärtigen Niveau erodirt waren, auf den Hochflächen, welche sie überfluteten, und entlang der Gehänge ihrer allmählich tiefer einschneidenden Thäler Absätze hinterlassen. Wir finden Ablagerungen des alten Polzenflusses bis in Höhen von 270 Meter, 80 Meter über dem gegenwärtigen Flussniveau, dann aber auch in Höhen von 240—210 Meter, blos 20 Meter, respective 50 Meter über dem Spiegel des Flusses von heute, und endlich Ablagerungen in Niveaus, welche über den höchsten Wasserstand des jetzigen Polzenflusses sich nur um wenige Meter erheben. Ausser diesen Flussablagerungen umhüllt ein anderes diluviales Gebilde, Lehm gemengt mit feinstem Quarzsand, die Gehänge der aus eruptivem Material bestehenden Bergrücken des ganzen Gebietes. Auch viele Plateauflächen sind vom gleichen Lehm bedeckt und die flachen Thalmulden von ihm ausgefüllt. Dieser Lehm ist in seinem Auftreten an kein bestimmtes Niveau gebunden. Er führt stets feinen Quarzsand. Da nun Quarz durch Verwitterung von den wenigsten Eruptivmassen geliefert wird, so muss der feine Quarzsand und mit ihm das übrige Material für den Lehm von andersher auf die Eruptivkörper, wahrscheinlich auf äolischem Wege, zugeführt worden sein.

Demnach lassen sich die Diluvialgebilde folgendermassen gliedern:

1. Aelteste Flussablagerungen (Hochterrasse).
   Grand und Sand, mit vereinzelten Feuersteinsplittern.
2. Jüngere Flussablagerungen (Mittelterrasse).
   Grobe Sande mit oder ohne grössere Quarzgeschiebe. Vereinzelte Feuersteinsplitter in den Sanden.
3. Jungdiluviale Flussabsätze (Niederterrasse).
   Sand und Lehm mit oder ohne grössere Geschiebe.
4. Lehm und Sand der Hochflächen, der Gehänge und der Thalmulden.

I. Aelteste Flussabsätze (Hochterrasse) (dh).

Der Elbfluss hat nur an einer einzigen Stelle ein kleines Depot von Quarzgeschieben aus ältester Diluvialzeit knapp am Westrande des Gebietes westlich von Gutschengel etwa bei 240 Meter, 120 Meter über dem gegenwärtigen Flussspiegel, hinterlassen.

Viel bedeutender sind die ältesten Aufschüttungen des Polzenflusses auf dem Plateau zwischen Bensen und Franzenthal auf der rechten Seite des Flusses, dann bei Josefswille und östlich am Ziegenrücken linksseitig von der Polzen. Diese Aufschüttungen stammen aus sehr früher Zeit, der alte Polzenfluss strömte noch über die genannten Plateaux, in einem durchschnittlich 80 Meter höheren Niveau als das gegenwärtige Flüsschen in seiner Erosionsfurche, welche erst später eingesägt worden ist. Würden nicht Feuersteinsplitter in den Ablagerungen enthalten sein, wäre man versucht, an ein tertiäres Alter derselben zu denken.

Die reichste Gliederung weisen Ablagerungen an der Plateaukante nördlich Franzenthal (Ulgersdorf) bei 265 Meter auf an der Stelle, wo der Weg nach Bensen die Plateaukante schneidet. Es folgen allda von oben nach unten

Lehm 0·7 Meter mächtig,
Basaltschutt, in Lehm eingepackt 0·5 Meter,
brauner Sand 1 Meter,
schwarzgrauer, humoser Thon 0·3 Meter,
brauner Sand 1 Meter und zu unterst
bunter Schotter 1·5 Meter; darunter
Basalttuff im Liegenden.

Die ganze Aufschüttung besitzt 5 Meter Mächtigkeit. Der „bunte Schotter“ setzt sich im wesentlichen aus Quarz- und Tephritgeschieben zusammen.

Oestlich von Bensen ist am Schellberge bis 265 Meter durch eine Schottergrube der „bunte Schotter“ gut aufgeschlossen. Der Schotter besteht aus einem Gemenge von Grand und Sand. Der Grand wird gebildet von abgerundeten Geschieben, erbsengross bis über kopfgross. Diese liegen fest gepackt in einem braunen kratzigen Quarzsande. Die Geschiebe bestehen vorherrschend aus

Quarz, dann aus schwarzem Kieselschiefer, Eisenkiesel, hartem Sandstein mit kieseligem Bindemittel, Granulit (?), verschiedenen Tephriten und Basalten. Recht selten findet man Geschiebe oder kleinere Splitter von Feuerstein. Der „bunte Schotter" wird von Höhenlehm bedeckt.

Der gleiche „bunte Schotter" reicht auf dem Plateau südöstlich Bensen weit gegen Süden, auch südlich vom Hofe Scharfenstein tritt er unter der Lehmbedeckung hervor, desgleichen an der nördlichen Kante des Josefswiller Plateaus, sowie an mehreren Punkten östlich am Ziegenrücken. Allenthalben heben sich Schotter und Lehm topographisch nicht von einander ab.

2. Jüngere Flussablagerungen (Mittelterrasse) (dm).

Im Verlaufe der Thalerosion hat der Polzenfluss an den Gehängen der neugebildeten Thalfurche Depots von Sanden in Höhen von 15 Meter bis 40 Meter über dem gegenwärtigen Wasserspiegel zurückgelassen. Diese Aufschüttungen lassen sich von denjenigen, welche der Fluss vor der Thalerosion auf den Plateaux hinterliess, trennen. Sie wurden auch auf der Karte als Mittelterrasse (dm) ausgeschieden.

Am besten sind Ablagerungen dieser Art aufgeschlossen durch eine Sandgrube westlich über Thiele's Gasthause in Franzenthal bei 230 Meter, 30 Meter über dem Polzenfluss. Die ganze, etwa 4 Meter mächtige Aufschüttung besteht aus einem groben, braunen Quarzsand, dem vereinzelte Feuersteinsplitter beigemengt sind.

Südlich vom Burgfelsen Scharfenstein liegt bei 215 Meter ein Depot feinen, graubraunen Quarzsandes. Gegenüber dem Kaiser Josef-Denkmale in Josefswille liegt am rechten Polzenufer bei 235 Meter über Basalttuff ein grober, brauner Quarzsand mit wenig grösseren Quarzgeschieben. Auch auf der linken Seite der Polzen kann man im Niveau von 220 Meter bis 240 Meter Ablagerungen der gleichen Art verfolgen von Theresienthal an bis gegen Bensen. Desgleichen gegenüber Elisenthal am linken Ufer bei 210 Meter und südlich Höflitz bei 175 Meter. In den letzteren Absätzen findet man neben Quarzgeschieben auch vereinzelte Geschiebe aus vulcanischen Mittelgebirgsgesteinen, welche stets in einem vorgeschrittenen Grade verwittert sind.

3. Jungdiluviale Flussablagerungen (Niederterrasse) (dn).

Die jüngsten diluvialen Aufschüttungen im Thale der Polzen, welche sich von den recenten Anschwemmungen fast immer als eine scharf abgesetzte Terrasse abheben, wurden von den übrigen Diluvialgebilden als „Niederterrasse" abgetrennt. Sie werden theils von Lehm, theils von Sand gebildet. Nur an wenigen Stellen sind nuss- bis eigrosse Geschiebe den Sanden oder sandigen Lehmen eingebettet. Die grösste Verbreitung besitzen diese Aufschüttungen unterhalb Bensen.

4. Lehm und Sand der Hochflächen, der Gehänge und der Thalmulden (d).

Von allen Diluvial-Aufschüttungen kommt die grösste Verbreitung einem hellbraunen, schwachsandigen Lehme zu, welcher Hochflächen, Thalmulden und Berggehänge bedeckt. An manchen Orten tritt der Sand stärker in den Vordergrund, der Lehm übergeht dann in einen lehmigen Sand. Stets bleibt der Lehm kalkarm. Mergelconcretionen fehlen in der Regel, oder sie treten äusserst spärlich auf und bleiben klein, erreichen höchstens Nussgrösse.

Ausgezeichnet durch feinmehlige Beschaffenheit und lichtgelbbraune Färbung sind die lössähnlichen Lehme am Eingang in's Gautenthal bei 230 Meter, dann nordwestlich von Rittersdorf bei 440 Meter, endlich nördlich von Steinbach bei 320—360 Meter.

Eine hellgraue Färbung besitzen die Verwitterungslehme des Nephelintephrits zwischen Tannbusch und Kippe.

An recht vielen Orten liefern diese Lehme das Material für Ziegelbereitung. Sie geben allenthalben einen guten Untergrund für die Bodencultur, wenn sie auch bezüglich des Nährstoffvorraths, welchen sie dem Boden darzubieten vermögen, den vulcanischen Tuffen nachstehen. Deshalb müssen die Lehmböden reichlicher gedüngt werden als die Tuffböden. Der früher über den Lehmen gestandene Wald hat fast allenthalben der offenen Ackerfurche weichen müssen. Ackerland ist an Stelle des Waldes getreten.

III. Alluvium (a).

Die flachen Wiesengründe entlang der Polzen und der kleineren Gewässer des Gebietes bestehen aus den jüngsten noch jetzt wachsenden Aufschüttungen. Die Hochwässer überfluten den niedrigen Thalboden.

Die jüngsten Aufschüttungen bestehen bei den Gewässern mit starkem Gefälle aus einem Haufwerk von Blöcken verschiedener Grösse, gemengt mit kleinerem Gesteinsschutt. Besonders der Steinbach hat seine Ufer mit solchem Blockwerk überschüttet. Die Gelände des Polzenflusses hingegen bestehen vielfach aus Aulehm und Sand, welche Gebilde allmählich mit den diluvialen Ablagerungen der Niederterrasse verschmelzen.

Ausser den Anschwemmungen entlang der Ufer der Gewässer wurden als Alluvionen auch ausgeschieden die lehmigen Auskleidungen der hintersten Thalwinkel am Ursprung der dünnen Wasserfäden.

Technisch verwendbare Gesteine.

Das technisch werthvollste Material liefert der Trachyt von Algersdorf. Seit länger als fünfzig Jahren sind in diesem Trachytstock Steinbrüche im Betriebe. Ferd. Gerthner berichtet über die Eröffnung der Brüche Folgendes[1]: Im Jahre 1842 war der Grundcomplex, auf welchem sich jetzt die Steinbrüche befinden, noch ein „Triesch“ (Platz mit spärlichem Strauchwerk). Durch Aufroden wollte der Besitzer Culturland schaffen. Bei diesem Anlass kamen die lichtgrauen Steinplatten des Trachyts zum Vorschein. Man verwendete dieselben alsbald zu Bausteinen. Die schönen, in der Tiefe dicker plattigen Steine wollte man 1844 auch zu Fensterköpfen verwenden. Ein Steinmetz, hiezu bestellt, konnte mit dem Stein nicht fertig werden, da er gewohnt war, nur im weicheren Sandstein zu arbeiten. Im gleichen Jahre, 1844, kam F. J. Hahm aus Schneppendorf (südlich von Algersdorf) zurück in seine Heimat. Er hatte als Soldat in den Alpenländern, insbesondere in Tirol die Bearbeitung harter

[1]) Im Auszuge nach einem Aufsatze in den „Mittheilungen des nordböhm. Excursionsclubs“, III, 1880, pag. 108—110.

Steine erlernt. Mit sachkundigem Blick erfasste er die Lage der Dinge, miethete den Grund, auf welchem Trachyt zum Vorschein gekommen, und legte den ersten Steinbruch an. Die gewonnenen und bearbeiteten Trachyte fanden guten Absatz, so dass 1859 ein zweiter Steinbruch westlich vom ersten angelegt werden musste. Im Jahre 1872 wurde der dritte, südliche Steinbruch eröffnet.

Man fertigt aus dem Trachyt Thürstöcke, Stiegenplatten, Säulen jeder Art, Fensterköpfe, Eecksteine, Rainsteine, Pflasterplatten, Wasserkästen u. s. w. an.

Der Algersdorfer Trachyt findet in einem grossen Theile Nordböhmens Verwendung. Die Brüche vermögen Platten von mehr als 6 Meter Länge zu liefern. Beschäftigt werden 100—150 Arbeiter.

Die oligocänen Sande werden als Bausand, Stubensand etc. benützt. Die Sandsteine können nur in der Umgebung von Babutin als Werksteine verwendet werden.

Die hellen, fast rein weissen Thone von Bensen sind durch die Gruben des Herrn Josef Weber gut aufgeschlossen. Aus den Thonen werden vorzügliche Chamotte-Waaren erzeugt. Auch eignen sie sich zur Herstellung feinster Thonwaaren.

Die Ausbeutung der schwachen Braunkohlenflötze bei der Segen Gottes-Zeche geht ihrem Ende nahe.

Die Basalte werden zur Strassenbeschotterung allgemein benützt. Versuche, einen Nephelinbasalt nördlich bei Höflitz als architektonisches Material zu benützen, sind gescheitert.

Phonolithe und Tephrite finden gelegentliche Verwendung als Strassenschotter, Bausteine u. dergl.

Die verschiedenen Tuffe der Basalte und Tephrite verdienen eine grössere Beachtung und Benützung als Mineraldünger. Die Tuffe sind zur Aufbesserung von Sandboden in hohem Grade geeignet. Sie führen durch ihren Verwitterungslehm eine bessere Bindung des lockeren Sandes herbei und liefern in den nährstoffarmen Sand reichliche Mengen von Kali, Kalk und Phosphorsäure.

Die grösseren Depôts von diluvialem Sand und Schotter werden ausgebeutet, der Sand als Bausand, der Schotter als Beschotterungsmaterial.

Der diluviale Lehm liefert allenthalben das Rohmaterial für die Ziegelbereitung.

Mineralvorkommen.

Augit, schöne Krystalle in allen Leucittephriten des Gebietes.

Biotit, grosse Krystalle, bis 45 Millimeter Durchmesser, im Gauteït beim Mühlörzener Forsthause.

Calcit, im Schlackenbasalt am Westportal des Scharfenstein-Tunnels.

Chabasit, Gauteïtgang beim Mühlörzener Forsthaus; im Schlackenbasalt des Scharfenstein.

Hornblende, Monchiquitgang im Sodalithtephrit des Sperlingsteins; lose Krystalle am Wege von Steinbach nördlich nach Kolmen bei Sign. 375 Meter.

Leucit, Krystalle von 2—4 Millimeter Durchmesser in den Gängen von Leucit-Monchiquit.

Magnetit, Körner bis 1 Millimeter gross in den Feldspathbasalten nördlich und nordwestlich des Krohnhübel und in vielen anderen Basalten des Gebietes.

Olivin, grosse, grüne Körner in vielen Basalten.

Tetschen a. d. Elbe, November 1896.

Inhalt.

Seite

Uebersicht 1

Allgemeine topographische und hydrographische Uebersicht. Grundgebirge nirgends durch Erosion blossgelegt. Allgemeine Form der oligocänen Sedimente. Verschiedenartigkeit der Eruptivmassen. Aufschüttungen der diluvialen Gewässer in hohen Niveaux. Gliederung der geologischen Gebilde des Gebietes.

I. Oligocän 6

Allgemeines und Gliederung.

I. Unter- und Mittel-Oligocän 7

a) Sandstein und Sande 7

b) Einlagerungen von Thon 8

Systeme von Verwerfungen 10

Wasserführung 13

II. Ober-Oligocän 13

a) Tuffit 14

b) Braunkohlenflötze 17

Eruptivgesteine und deren Tuffe 18

Arten derselben. Altersfolge 19

Basalttuff 20

Basalte 23

Allgemeines. Schlackenbasalt. Formen der Basaltkörper. Relatives Alter der verschiedenen Basalte. Basalteruptionen nach dem Typus der isländischen Eruptionen.

Feldspathbasalt 26

Nephelinbasalt 48

Magmabasalt 56

Brockentuff 58

Hauyn- und Sodalithtephrit 59

Nephelintephrit 64

Nephelinbasanit des Sperlingsteins 66

Augitit 67

Seite

Leucittephrit 68
Phonolith 69
Sodalithgehalt 71
Tinguait 72
Trachyt 72
Camptonitische Ganggesteine 75
Camptonit 76
Monchiquit 76
Leucitmonchiquit 77
Gauteït 84
II. Diluvium 88
Gliederung.
Hochterrasse 89
Mittelterrasse 90
Niederterrasse 91
Höhenlehm, Höhensand und Gehängelehm 91
III. Alluvium 92
Technisch verwendbare Gesteine 92
Mineralvorkommen 94

II. Ueber Zonenstructur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen.

Von **F. Becke.**

Die jüngst erschienene Schlusslieferung des II. Bandes des Handbuches der speciellen Mineralogie von C. Hintze[1]) enthält eine sehr bemerkenswerte Angabe über die Schmelzpunkte der Feldspathe. Nach Untersuchungen von Joly (Proc. Roy. Ir. Acad. 1891, 2, 38) ist die Schmelztemperatur für:

Sanidin	1140° C.
Adular	1175° „
Albit	1175° „
Oligoklas	1220° „
Labradorit	1230° „

Bekannt ist, dass die Plagioklase der Eruptivgesteine in der Regel aus einem anorthitreicheren Kern, umgeben von albitreicheren Hüllen, bestehen. Namentlich gilt die Regel dieser fortschreitenden Zonenfolge gesetzmässig für die äussersten Hüllen, während im Kern allerdings complicirtere Erscheinungen häufig zu beobachten sind.

Es ist nun gewiss bemerkenswert, dass diese Zonenfolge übereinstimmt mit der Reihe, die man erhält, wenn man die Plagioklase nach abnehmendem Schmelzpunkt anordnet. Und jene die Zonenfolge der Plagioklase beherrschende Regel lässt sich nun einfach so aussprechen: In den Erstarrungsgesteinen reichert sich von den Bestandtheilen eines isomorphen Schichtkrystalls von Plagioklas in den älteren Schichten die schwerer schmelzbare Componente an, wodurch sich dann von selbst ergibt, dass in den aufeinander folgenden jüngeren

[1]) Handbuch der Mineralogie von Dr. C. Hintze, pag. 1443.

Schichten eine fortschreitende Anreicherung der leichter schmelzenden Componente stattfinden muss.[1])

Dies stimmt zu den Ergebnissen, welche Küster bei dem Studium der Schmelzpunkte isomorpher Gemische gefunden hat.[2]) Es zeigte sich, dass der Erstarrungspunkt eines isomorphen Gemisches sich nach der Mischungsregel aus den Schmelzpunkten der Componenten berechnen lasse. Ferner zeigte sich, dass von den so berechneten Erstarrungspunkten bisweilen regelmässige Abweichungen vorkommen, und dass in solchen Fällen die Schmelze nicht homogen erstarrt, sondern dass in den ersten Krystallisationen die schwerer schmelzbare Componente sich anreichert.

Angesichts dieser sich gegenseitig stützenden Ergebnisse scheint es mir nun angezeigt, auch bei anderen Gemengtheilen von Erstarrungsgesteinen nachzuforschen, ob bei ihnen ähnliche Regeln die Zonenstructur beherrschen. Die Betrachtung möge dabei auf eigentlich isomorphe Mischung beschränkt bleiben, die Umwachsungen nicht isomorpher, wenngleich chemisch ähnlicher Körper vorläufig ausgeschlossen werden. Auszuschliessen sind natürlich alle mit der Zonenstructur ähnlichen Erscheinungen, die auf Umwandlungen beruhen, sowie die Fortwachsungen corrodirter alter Kerne unter ganz geänderten äusseren Umständen.

Olivin.

Am Olivin ist Zonenstructur selten beobachtet worden. Dies beruht wohl mehr auf der Geringfügigkeit der mit Aenderung der Mischung von Mg_2SiO_4 und Fe_2SiO_4 verknüpften optischen Aenderungen als auf der Abwesenheit chemischer Unterschiede in den aufeinander folgenden Schichten der Olivinkrystalle.

Einen sehr instructiven Fall hat A. Sigmund[3]) kürzlich in dieser Zeitschrift beschrieben und auch theoretische Folgerungen aus seiner Beobachtung gezogen, denen ich im wesentlichen beipflichte. Im Nephelinbasanit vom Steinberg bei Feldbach in Steiermark zeigten

[1]) Vergl. R. Herz, Die Gesteine der Ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892, pag. 32 u. ff. — F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner. Diese Mitth., Bd. XIII, pag. 414.

[2]) Zeitschrift für physikalische Chemie. 8, 577. 1891.

[3]) A. Sigmund, Die Basalte der Steiermark II. Diese Mitth., Bd. XVI, pag. 353 ff.

die Olivineinsprenglinge den Beginn der Umwandlung in das „minéral rouge" Michel-Lévy's von tangentialen Sprüngen aus, die den Kern von einer fest mit der Grundmasse verwachsenen Hülle abtrennten. In vielen Schnitten zeigte diese Hülle eine etwas andere Interferenzfarbe als der Kern und die sorgfältige Untersuchung geeigneter Schnitte lehrte, dass der Winkel $2V$ um die Mittellinie c in der Hülle um 7° grösser sei als im Kern, woraus nach den Untersuchungen von Forbes und Penfield[1]) zu schliessen ist, dass die Hülle reicher sei an dem Fayalitsilicat.

Eine ganz analoge Beobachtung machte ich vor mehreren Jahren an Olivinkrystallen in dem stockförmig auftretenden Melaphyr westlich von Predazzo am Fusse des Mte. Agnello. In Durchschnitten nach (001) hebt sich ein schmaler Saum von dem homogenen Kern ab, welcher nach aussen rasch zunehmende höhere Interferenzfarbe erkennen lässt. Da in solchen Schnitten parallel der Axenebene die Interferenzfarbe bei gleicher Dicke nur von der Differenz $(\gamma - \alpha)$ abhängt, so ist zunächst zu schliessen, dass die Hülle stärker doppelbrechend ist als der Rand. Dies weist schon auf Zunahme des Fayalitsilicates in der Hülle.[2]) In einem Schnitt, der eine optische Axe und die Gegend der Mittellinie a im Gesichtsfelde zeigte, gab der Saum eine um ganz wenig niedrigere Interferenzfarbe. Die Orientirung der optischen Axe mittels Camera lucida ergab, dass die Axe in der Hülle mit a einen um $3^1/_2{}^0$ kleineren Winkel einschliesst als im Kern. Es ist also in der Hülle $2Va$ um 7° kleiner als im Kern. In Schnitten ungefähr senkrecht auf c ist die Interferenzfarbe des Saumes merklich höher als im Kern.

Vollkommen analog verhielten sich die Olivinkrystalle in dem Quarzbasalt von Cinder Cone, Californien, jenem Gestein, das von Diller trefflich beschrieben, durch seine Quarzführung so viele Discussionen hervorgerufen hat. Die durch Messung mittels Camera lucida gefundene Vergrösserung des Winkels $2Vc$ beim Uebergang vom Kern zur Hülle betrug circa 5°.

Wie man sieht, verläuft die Erscheinung in allen 3 Beispielen, welche ganz verschiedenen Gebieten angehören, im selben Sinn. Wenn

---

[1]) Zeitschr. f. Kryst., Bd. XXVI, pag. 143.

[2]) $\gamma - \alpha = 0{\cdot}036$ Olivin, $0{\cdot}046$ Fayalit nach Michel-Lévy und A. Lacroix, Tableaux des minéraux des roches. Paris 1889.

im Olivin Zonenstructur zu beobachten ist, nimmt in der Hülle die Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ und der Winkel $2V_c$ zu. Dies weist auf Anreicherung des Fayalitsilicates in der Hülle.

Pyroxen-Amphibolgruppe.

In der Gruppe der rhombischen Pyroxene treten Zonenstructuren, wie es scheint, selten auf. Aus der Literatur ist mir kein Beispiel von ausgeprägter Zonenstructur bei Bronzit oder Hypersthen bekannt. Auch eine darauf gerichtete Durchsicht siebenbürgischer und steirischer Pyroxenandesite förderte nichts Gesetzmässiges zu Tage.

Ungemein häufig ist die Erscheinung einer fortschreitenden Zonenstructur bei den monoklinen Augiten.

Bei den grünen Aegirinaugiten alkalireicher Gesteine, wie der phonolithoiden Tephrite, der Phonolithe und der Nephelinsyenite gilt die Regel, dass die Tiefe der Färbung und die Auslöschungsschiefe cc nach aussen wächst. Hier ist es erlaubt, aus der Aenderung der optischen Eigenschaften den Schluss zu ziehen, dass sich in den äusseren Hüllen die Aegirinsubstanz anreichert. [1])

An den braunen und violetten Augiten der basaltoiden Tephrite, Basalte und verwandter Gesteine ist eine ähnliche Zunahme der Färbung in den Rindenschichten gleichfalls häufig zu beobachten. Mit dieser Zunahme der Färbung ist auch stets eine Zunahme des Auslöschungswinkels cc, eine Verkleinerung des Axenwinkels $2V_c$ und häufig eine merkliche Abnahme der Doppelbrechung verbunden. [2]) Sehr schön zeigen dieses Verhalten die Augiteinsprenglinge des beim Olivin angeführten Gesteins von Predazzo. Die Erscheinung ist übrigens so bekannt, dass es nicht nothwendig ist, weitere Beispiele anzuführen.

In diesem Falle ist es nicht möglich, präcise die Verbindung anzugeben, welche sich in den äusseren Schichten anreichert. Die

[1]) Vergl. u. a. J. Blumrich, Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite. Diese Mitth., Bd. XIII, pag. 252. — H. Graber, Ueber Anwürflinge in den tephritischen Brockentuffen. Ebenda Bd. XV, pag. 295 ff. — A. Osann, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache Mts. Diese Mitth., Bd. XV, pag. 410. — W. Ramsay und E. T. Nyholm, Cancrinitsyenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. — Bull. de la Commission géologique de la Finlande, 1895, Nr. 1.

[2]) Vergl. namentlich A. Sigmund, Basalte der Steiermark. Diese Mitth., Bd. XV, pag. 361, Bd. XVI, pag. 337.

Zunahme der Färbung deutet wohl auf Zunahme des *Fe*-Gehaltes. Auch hat es den Anschein, dass die Erscheinung in einigermassen alkalireicheren Gesteinen deutlicher sei als in alkaliarmen. Die gemeinen Augite der SiO_2-reichen Andesite entbehren dieser dunkleren Randzone. Hieraus wäre vielleicht der Schluss erlaubt, dass die sich anreichernde Verbindung zugleich alkalireich wäre. Doch es bewegen sich diese Betrachtungen vorläufig noch auf hypothetischem Boden.

Dass die Regel nicht überall in derselben Form giltig ist, beweisen meine Beobachtungen an den hellgelb gefärbten Augiten des trachytischen Phonolithes von Forodada, wo die Zonenstructur den umgekehrten Weg einschlägt und aussen hellere Schichten mit kleinerer Auslöschungsschiefe *cc* und schwächerer Doppelbrechung auftreten als im Kern.[1]) Jedoch ist zu bemerken, dass wir über die chemische Natur dieser gelben Augite noch so wenig unterrichtet sind, dass Schlüsse auf die Aenderung der chemischen Mischung in den optisch unterscheidbaren Schichten nicht möglich sind.

Deutliche Zonenstructur bei Mineralen der Hornblendegruppe ist namentlich von Brögger bei Gliedern seiner Kataphoritreihe beschrieben worden. Hier findet sich häufig ein Kern von Kataphorit umwachsen von einer Rinde von Arfvedsonit.[2]) Wenngleich die chemische Zusammensetzung der Kataphorite nicht vollkommen sichergestellt ist, ergibt sich aus Brögger's Discussion der vorhandenen Analysen und der optischen Eigenschaften doch soviel, dass der Arfvedsonit das eisenreichste Endglied der Reihe darstellt, während das andere Endglied durch grösseren Gehalt an Titansäure, Thonerde, Kalk, Magnesia ausgezeichnet wäre.

Bei der gemeinen Hornblende scheint Zonenstructur in jener Regelmässigkeit nicht vorzukommen, die ein Eingehen auf dieselbe gestatten würde.

Glimmergruppe.

Isomorphe Schichtung und parallele Verwachsung müssen hier auseinander gehalten werden. Wir können hier kaum in Betracht ziehen die Verwachsungen von Biotit und Muscovit, von Muscovit

[1]) F. Becke, Gesteine der Columbretes. Diese Mitth., Bd. XVI, pag. 160.

[2]) Brögger, Grorudit-Tinguait-Serie, pag. 27 u. f.

und Lepidolith, welche schon von G. Rose beschrieben wurden, die analogen Erscheinungen, welche Scharizer von den Glimmern der Pegmatite von Schüttenhofen[1]) bekannt gemacht hat, und welche allerdings eine gesetzmässige Aufeinanderfolge von Lepidomelan, Muscovit, Lepidolith zu beweisen scheinen.

Dagegen sei hier hingewiesen auf die Beobachtungen am Anomit im Dioritporphyrit von Steineck im niederösterreichischen Waldviertel.[2]) Ein Kern von lichtbräunlichem Anomit mit normalsymmetrischer Axenlage wird umgeben von einem Rand dunkler braunen, fast einaxigen Biotites. Diese optischen Eigenschaften weisen auf eine Zunahme der Eisenverbindung in den äusseren Schichten hin, wenn wir auch ausser Stande sind anzugeben, ob es eine *Al*- oder eine *Mg*-Verbindung ist, deren Anreicherung im Kerne die hellere Färbung bedingt.

Die nach aussen an Tiefe zunehmende Färbung in den Glimmerkrystallen lamprophyrischer Gesteine ist übrigens eine häufige Erscheinung.[3])

An Krystallen von Eudialyt in phonolithischen Grenzgesteinen des Nephelinsyenit der Apache Mts. beobachtete Osann[4]) eine ungleichmässige Vertheilung der Doppelbrechung, indem die Durchschnitte bei negativem Charakter in der Regel in den peripherischen Theilen stärker, in den centralen Theilen schwächer doppelbrechend erschienen. In der Eudialyt-Eukolitgruppe ist eine optisch positive Verbindung mit einer optisch negativen gemischt. Die negative Verbindung herrscht im Eukolit vor und dieser ist reicher an *Mn*- und an *Ce*-Metallen, ärmer an SiO_2 und hat ein höheres specifisches Gewicht. Zunahme der negativen Doppelbrechung in den äusseren Schichten bedeutet also Anreicherung an der metallreicheren Componente. Die Beobachtungen Ramsay's[5]) am Eudialyt der Halbinsel Kola lassen sich im selben Sinn deuten. Die Erscheinungen

[1]) Zeitschr. f. Kryst., Bd. XII, pag. 11.

[2]) Diese Mitth., 1882, Bd. V, pag. 151.

[3]) Vergl. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie, 3. Aufl., Bd. II, pag. 507.

[4]) Beiträge zur Geologie und Petrographie der Apache Mts. Diese Mitth., Bd. XV, pag. 418.

[5]) Neues Jahrb. f. Mineral., Beil. Bd. VIII, 1893.

werden durch den starken Unterschied in den Anwachspyramiden der Prismen- und Basisflächen complicirt.

In dem am angeführten Orte in Fig. 1 dargestellten Durchschnitt ist die Doppelbrechung in der Anwachspyramide der Basis im ganzen negativ. Die Aufhellung nimmt gegen aussen zwar nicht regelmässig, aber doch im grossen und ganzen zu. In den Anwachspyramiden der Prismenflächen, die im ganzen positiven Charakter der Doppelbrechung besitzen, nimmt die Helligkeit gegen aussen entschieden ab. Aus beiden Erscheinungen ist eine relative Anreicherung der optisch negativen Eukolitsubstanz in den äusseren Schichten zu folgern.

Sehr interessant ist in dieser Beziehung der Melilith. Allerdings sind nur wenige Beobachtungen über gesteinsbildende Melilithe vorhanden, welche auf das Auftreten gesetzmässiger Zonenstructuren hinweisen. Jedoch verdankt man Vogt sehr lehrreiche Untersuchungen über das Auftreten solcher Structuren in Melilithkrystallen aus Schlacken.[1])

Vogt hat nachgewiesen, dass die Krystalle der Melilithreihe isomorphe Mischungen zweier Endglieder sind; des optisch positiven Akermannit $R_4Si_3O_{10}$ und des optisch negativen Gehlenit $R_3Al_2Si_2O_{10}$. Eine Mischung von Akermannit und Gehlenit im Verhältnis von 3 : 2 ist isotrop. Die Al_2O_3-ärmeren Mischungen sind positiv, die Al_2O_3-reicheren sind negativ.

Wenn nun in Schlacken isomorphe Schichtkrystalle vorkommen, ist der Kern positiv, die Hülle negativ, beide sind durch eine isotrope Schichte getrennt. Es nimmt also gegen aussen die Beimischung des Al_2O_3-haltigen Gliedes zu, im Kern ist die MgO-reichere Verbindung angereichert. Dieselbe Zonenfolge kann man aus den Angaben Cohen's[2]) über Melilith im Melilithaugitgestein von Transvaal entnehmen. Bei im allgemeinen negativer Doppelbrechung zeigte sich der Kern der Melilithkrystalle sehr schwach doppelbrechend bis fast isotrop, eine Randzone zeigte dagegen stärkere Aufhellung.

Eine bestimmte Regel bezüglich der Anreicherung des Gehlenitsilicates in den äusseren Schichten ist also vorhanden. Dass dieses

[1]) J. H. L. Vogt, Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen. Kristiania 1892. Vergl. namentlich pag. 123.

[2]) Diese Mitth., Bd. XIV, pag. 188.

Glied das leichter schmelzbare sei, dafür fehlen allerdings brauchbare Anhaltspunkte.[1])

Die angeführten Beobachtungen, so lückenhaft sie auch sein mögen, lassen doch, wie ich glaube, erkennen, dass es möglich ist, für die wichtigsten gesteinbildenden Mineralgattungen Regeln aufzustellen, welche die fortschreitende Zonenstructur beherrschen.

In einigen Fällen ist die Verbindung bestimmt angebbar, durch deren Anreicherung in den äusseren Schichten die Zonenstructur hervorgebracht wird ($NaAlSi_3O_8$ bei den Plagioklasen, Fe_2SiO_4 beim Olivin, $NaFeSi_2O_6$ bei den Aegirinaugiten). In diesen Fällen ist die sich anreichernde Verbindung die leichter schmelzbare Componente. Beim Albit ist dies durch Joly's Experimente zahlenmässig nachgewiesen, beim Fayalit, beim Aegirin durch das Verhalten vor dem Löthrohr leicht zu erkennen.

Bezüglich einer Reihe anderer Gruppen (basaltischer Augit, Kataforit-Arfvedsonitreihe, Glimmer) ist die Anreicherung *Fe*-haltiger Glieder in den äusseren Schichten mit Wahrscheinlichkeit zu erschliessen; dass diese leichter schmelzen als die *Al*- und *Mg*-Verbindungen, an deren Stelle sie treten, ist nach Analogie anzunehmen.

In der Eudialyt-Eukolitreihe ist die Anreicherung der *Mn*-reicheren und *Si*-ärmeren Eukolitsubstanz angedeutet. Sie dürfte ähnlich zu beurtheilen sein wie bei den vorgenannten Beispielen.

Beim Melilith ist die in der Hülle angereicherte Verbindung angebbar (Gehlenitsubstanz $R_3Al_2Si_2O_{10}$); ob diese aber leichter oder schwerer schmelzbar ist als die *Al*-freie Akermannitsubstanz, wäre erst experimentell zu ermitteln.

Bezüglich der gelben Augite von Columbretes ist ein Ausnahmsfall insoferne zu constatiren, als hier der *Fe*-Gehalt nach aussen abzunehmen scheint. Weitere Schlüsse sind bei der mangelhaften Kenntnis über die Constitution jener Augite nicht zulässig.

Die durch die überwiegende Mehrzahl der Beobachtungen angedeutete Regel, der keine sichere Ausnahme entgegengestellt werden

[1]) Ich benütze diese Gelegenheit, um einen Irrthum zu corrigiren, auf den mich vor kurzem mein geehrter Freund J. E. Hibsch aufmerksam machte. In der Notiz über optisch positiven Melilith als Gesteinsgemengtheil (diese Mitth., Bd. XII pag. 444) hatte ich auch den Nephelinbasalt von Schreckenstein als melilithhältig angeführt. Dies beruhte auf einer Täuschung; ich hatte ungewöhnlich breite Apatitlängsschnitte für Querschnitte von Melilithtafeln gehalten.

kann, würde also lauten: In isomorphen Mischkrystallen der Erstarrungsgesteine sind, wofern Zonenstructur beobachtet wird, die schwerer schmelzbaren Componenten im Kern, die leichter schmelzbaren in der Hülle angereichert.

Dieser Satz steht nur scheinbar im Widerspruch mit der von Bunsen betonten Unabhängigkeit der Ausscheidungsfolge vom Schmelzpunkt. Bunsen's Satz ist ohne Zweifel richtig: Die Ausscheidungsfolge hängt nicht vom Schmelzpunkt der isolirten Verbindung ab, sondern von ihrer Löslichkeit im Magma. Die Löslichkeit im Magma wird durch viele verschiedene Factoren beeinflusst. Unter diesen ist aber sicher einer — und zwar vermuthlich nicht einer der belanglosesten — der Schmelzpunkt der Verbindung. Bei nahe verwandten Substanzen, wie sie zu isomorphen Mischkrystallen zusammentreten, muss dieser Factor zur Geltung kommen.

Wenn er sich irgendwo nicht wirksam zeigt (z. B. bei den rhombischen Pyroxenen), so wären solche Fälle zu den „vollkommen isomorphen" Körpern zu rechnen[1]), bei denen der Schmelzpunkt der Mischung exact der Mischungsregel folgt, und die Zusammensetzung der Ausscheidung genau der Zusammensetzung der Schmelze entspricht.

[1]) Vergl. Küster, Zeitschr. f. physik. Chemie, 5, pag. 601, 1890.

III. Notizen.

Mineralvorkommen im Zillerthal.

Im innersten Theile des Floitenthales hat der unaufhörlich zurückschreitende westliche Zufluss des Floitengletschers am Fusse des Grossen Mörchners in den letzten Jahren einige prachtvolle Rundhöcker freigegeben, welche aus einem Wechsel von Amphibolit und Granitgneis bestehen. Der Amphibolit ist vielfach von Pegmatit-Adern durchzogen. Diese sind stellenweise drusig entwickelt und liefern prachtvolle Periklinstufen. Ich erbeutete dort Drusen mit schön entwickelten Periklinkrystallen von 4 Centimeter Durchmesser. Sie zeigen die gewöhnliche Form alpiner Periklinkrystalle: (010) (001) (110) ($1\bar{1}$0) (0$\bar{2}$1) ($\bar{1}$01) ($\bar{2}$03) (111) (130) (1$\bar{3}$0); alle Krystalle zeigen die Zwillingsbildung nach dem Periklingesetz; seltener ist das Albitgesetz zu beobachten.

Disthen ist im Bereiche der feldspathhaltigen Glimmerschiefer des Greinerzuges eine häufige Erscheinung. Schöne Stufen von blaugestreiften Disthenkrystallen in Quarzlinsen eingewachsen sah ich auf dem hinteren Talkenkopf, ferner auf dem namenlosen Kopf südlich von der Mörchenscharte. F. Becke.

Aragonit von Ustica.

Unter einer Serie von Gesteinen und Mineralen, die Se. kaiserl. Hoheit der Herr Erzherzog Ludwig Salvator auf dieser westlichsten Insel der Liparen gesammelt und dem mineralogischen Institut der deutschen Universität in Prag geschenkt hat, befinden sich Stücke eines sehr schönen Aragonitsinters. Das Nebengestein besteht aus lockerem Basalttuff mit groben Lapilli. In manchen Stücken sind die Lapilli durch ein feinfaseriges Cement von Aragonit verbunden. Andere Stücke bestehen aus mehrere Centimeter mächtigen Rinden und Krusten mit halbkugeliger und traubenförmiger Oberfläche und sehr fein- und radialfaseriger Structur und von licht röthlich-gelbgrauer Färbung (etwa von der Farbe der lichteren Sorten des Karlsbader Sprudelsteines). Die Bestimmung dieser Aggregate als Aragonit beruht auf dem chemischen Nachweis von Kohlensäure und Kalk, ferner auf der Ermittlung des specifischen Gewichtes, welches mit Aragonit übereinstimmend gefunden wurde. Die betreffenden Stücke stammen von Localitäten, die die Namen „Rutta de l'acqua“ und „Rutta d'u Patanu“ tragen. F. Becke.

IV. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Brugnatelli L., Beiträge zur Kenntnis der Krystallform optisch activer Substanzen. Ueber Santonin und einige seiner Derivate. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXVII, Bd. 1, 1896.

Dölter C.: Synthetische Studien. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1897, Bd. 1.

Fedorow E. v.: Einige Betrachtungen über die Grundfragen der Krystallographie. — Sitzungsber. der königl. bayer. Akad. der Wissensch. Math.-physik. Cl. XXVI, 1896.

Leiss C.: Die neueren Projectionsapparate von R. Fuess. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil. Bd. XI, 1896.

Derselbe: I. Neue Spectrometer. II. Ueber Universalgoniometer und Krystallrefractometer. III. Neues Lupenstativ mit Polarisation etc. — Neues Jahrb. f. Min., Geol. und Pal. Bd. I, 1897.

Viola C.: Elementare Darstellung der 32 Krystallclassen. — Zeitschr. f. Kryst. XXVII, H. I, 1896.

Derselbe: Beweis der Rationalität einer dreizähligen Symmetrieaxe. — Zeitschr. f. Kryst. XXVII, H. 4, 1896.

Mineralogie.

Dahns P.: Mineralogische Untersuchungen über Bernstein. IV. Weitere Notizen über das Klarkochen des Succinit. — Naturf. Gesellsch. Danzig. N. Bd. IX, H. 2, 1896.

Weibull M.: Om Bliabergsitens plats i Mineralsystemet.

Derselbe und Upmark Aug.: Om den s. k. Dicksbergiten från Ransäter i Vermland. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 18, H. 6, 1896.

Petrographie, Geologie, Palaeontologie.

Arcidiacono S.: Rassegna dei principali fenomeni errutivi avvenuti in Sicilia e nelle isole adiacenti, 1. durante il quadrimestre gennaio sino aprile 1895. Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. I, Fasc. III. — 2. Durante il quadrimestre maggio sino agosto 1895, Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. I, Fasc. IX.

Derselbe: Sul Terremoto del 13 Aprile 1895 avvenuto in Provincia di Siracusa. — Annali dell'Uff. Centrale Met. e Geodin. Vol. XVI, Parte I, 1894.

Derselbe: Rassegna dei principali fenomeni errutivi avvenuti in Sicilia e nelle isole adiacenti durante il semestre gennaio sino giugno 1896. — Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. II, Nr. 3.

Becke F., Berwerth F. und Grubenmann U., Bericht über den Fortgang der Arbeiten zur petrographischen Erforschung der Ostalpen. — Kaiserl. Akad. der Wissensch. Anzeiger. Nr. II—III, 1897.

Franchi S.: Prasiniti ed Anfiboliti Sodichi etc. — Soc. Geol. It. Vol. XV, Fasc. 2.

Derselbe e G. di Stefano: Sull'età di alcuni Calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. — R. Com. Geol. anno 1896, Nr. 2.

Katzer F.: Beitrag zur Kenntnis des älteren Palaeozoicums im Amazonasgebiete. — Sitzungsber. der königl. böhm. Gesellsch. der Wissensch. Math.-naturwissensch. Cl. 1896.

Derselbe: Phytopalaeontologische Notizen. — Sitzungsber. der königl. böhm. Gesellsch. der Wissensch. Math.-naturwissensch. Cl. 1896.

Lepsius R.: Cultur und Eiszeit. — Gesellsch. deutscher Naturf. und Aerzte. Verhandl., 1896. Allg. Theil.

Novarese V.: Rilevamento Geologico del 1895 in Val Pellice (Alpe Cozie). — Boll. del R. Com. Geol. anno 1896, Nr. 3.

Riccò A.: Stato presente dei fenomeni endogeni nelle Isole Eolie. — Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. II, Nr. 3.

Derselbe: La Lava incandescente nel cratere centrale dell'Etna e fenomeni geodinamici concomitanti. — Annali dell'Uff. Centrale Met. e Geodin. Vol. XV. Parte I, 1893.

Sabatini V.: Sulla Geologia dell'Isola di Ponza. — Boll. della Soc. Geol. Ital Vol. XV, Fasc. 3, 1896.

Salomon W.: Geologisch-petrograpische Studien im Adamellogebiet. — Königl. Akad. der Wissensch., Berlin. Math.-physik. Cl. 22. October 1896, XL.

Smith G. O.: The Geology of the fox Islands, Maine. A Contribution of the Study of old Volcanics. — Dissertation. Selbstverlag, 1896.

Stella A.: Sul Rilevamento Geologico eseguito nel 1895 in Valle Po (Alpi Cozie). — R. Com. Geol. anno 1896, Nr. 3.

Tenne C. A.: Ueber Gesteine der äthiopischen Vulcanreihe. — Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellsch. 1893.

Weedand Pirsson: Geology of the Castle Mountain Mining District Montana. — Bull. of the U. d. Geol. Survey. Nr. 139, Washington 1896.

Weibull M.: Om Gedrittskiffer från Södra Dalarne. — Geol. Fören. i Stockholm, Förhandl. Bd. 18, H. 5, 1896.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

V. Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

Von **Wilhelm Salomon** in **Pavia.**

(Mit einer Uebersichtskarte, 7 Profilen und 2 Ansichten.)

Den Anstoss zu der folgenden Untersuchung gab mir eine von Ferdinand Löwl im Jahre 1893 in Petermann's Mittheilungen [1]) veröffentlichte Abhandlung über die „Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol". In dieser in vielen Beziehungen interessanten und erfolgreichen Studie wird die intrusive Natur der tonalitischen Massen der Rieserfernergruppe mit Sicherheit erwiesen und die Behauptung aufgestellt, dass diese ebenso wie die durch Nähe, ähnliche Form und Anordnung mit ihnen eng zusammengehörigen Tonalitmassen des Iffinger und des nördlichen, eigentlichen Adamello-Gebirges vorpermische Lakkolithen seien. Hingegen wird das Gebirge des Rè di Castello, das heisst also der südliche Theil der Adamello-Gruppe, als triadischer echter Stock anerkannt. Ich habe nun bereits an drei Stellen [2]) ganz kurz Gründe angeführt, weswegen dieser hypothetische Theil der Löwl'schen Arbeit zum Theil für unrichtig zu halten ist, will aber im Folgenden zum ersten Mal ausführlich darauf eingehen. Dabei schien es mir von Interesse zu sein, die Frage nach dem Alter und der Entstehungsart des Adamello-

[1]) Heft IV und V.

[2]) Giornale di Mineralogia. Pavia 1894. Vol. V, pag. 129. — Boll. Soc. geol. Ital. 1895. Vol. XIV, Heft 2. — Sitz.-Ber. d. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin 1896, pag. 1047.

Tonalites auch auf die übrigen im Bereiche des periadriatischen [1]) Senkungsgebietes gelegenen granitisch-körnigen Massen auszudehnen und auch mit einigen entfernteren Vorkommnissen Vergleiche anzustellen. Möge es dabei gestattet sein, für diese häufig das Innere mächtiger Gebirgsgruppen zusammensetzenden Gebilde den Ausdruck „Kern" von Löwl zu entlehnen, ohne ihm jedoch irgend eine bestimmte geologische Bedeutung beizulegen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen denen, welche die vorliegenden Untersuchungen, sei es durch Auskünfte und Rathschläge, sei es durch Ueberlassung von Original-Material unterstützt haben, für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen herzlich zu danken. Es sind das in erster Linie die Herren L. Brugnatelli, Doelter, Grubenmann, v. John, C. Klein, Conte Melzi, Parona, Porro, Riva, Rosenbusch, Rothpletz, Taramelli, Tommasi, Traverso, Zirkel. Ausserdem bin ich der königlich preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin in hohem Masse für eine mir im Jahre 1895 gewährte Reise-Subvention für die Aufnahmen im Adamello-Gebiete verpflichtet und benütze auch diese Gelegenheit, um ihr meinen ehrerbietigen Dank auszusprechen.

Wenn man, wie es in der vorliegenden Arbeit versucht ist, eine grössere Anzahl petrographisch ähnlicher Gesteinsmassen in gemeinsamer und vergleichender Weise auf bestimmte geologische Charaktere untersucht, so handelt es sich in erster Linie darum, festzustellen, inwiefern einzelne dieser geologischen Individuen zu einer syngenetischen Gruppe zusammengefasst werden können, und worin die Kriterien für die Annahme einer wahren Syngenese, das heisst in meinem Sinne, gleichartiger und gleichzeitiger Entstehung durch dieselbe Ursache bestehen. In unserem Falle handelt es sich nun um sogenannte Centralmassen oder -Kerne. Bei diesen ist das erste, wenn auch weder nothwendige, noch sichere Kriterium für Syngenese stets in räumlicher Nähe gesucht worden, wofern nicht deutliche andere Anzeichen dagegen sprachen. Es wird Niemandem einfallen, die alpinen Granite ohne weiteres mit den sächsischen oder englischen Graniten für gleichalterig und auf gleiche

[1]) In dem von Taramelli und Suess eingeführten Sinne. — Leider wurde mir die wichtige Arbeit von Frech, „Ueber die Tribulaungruppe am Brenner" u. s. w. (Richthofen-Festschrift) erst nach Beginn der Drucklegung zugänglich. Ich werde daher erst in einer späteren Abhandlung darauf eingehen können.

Weise entstanden zu erklären, während im Laufe der Zeit eine ganze Anzahl von Hypothesen aufgestellt wurden, die sämmtliche alpinen Granite und insbesondere die eines kleineren Districtes als zu einer syngenetischen Gruppe gehörig auffassten. Ich erinnere z. B. daran, dass die oberflächlich getrennten Granite der Cima d'Asta und des Eisackthales von verschiedenen Autoren, der Granit von Brusio und Val Fontana im Veltlin von Theobald wesentlich auf Grund ihrer räumlichen Nähe als zusammengehörig, ja möglicher Weise unter-

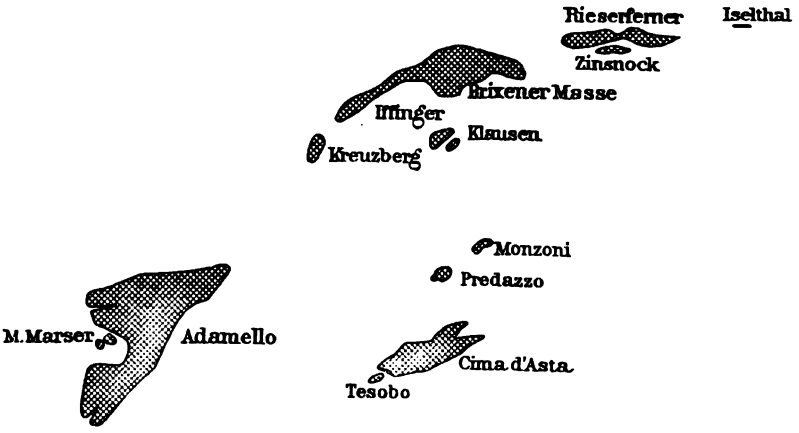
das Adamello-Gebirge.

Löwl (l. c. pag. 11) sagt: „Das Räthselhafte liegt darin, dass der Tonalit im Norden als Kern“ (im Sinne von Lakkolith) „in krystallinen Schiefern und im Süden als Stock in der Trias steckt, ohne dass man die Stelle bezeichnen könnte, wo die Anakoluthie

[1]) Man vergleiche das beigeheftete Uebersichtskärtchen, die Noë'sche Alpenkarte oder das kleine Kärtchen bei Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 322.

Tonalites auch auf die übrigen im Bereiche des periadriatischen [1]) Senkungsgebietes gelegenen granitisch-körnigen Massen auszudehnen und auch mit einigen entfernteren Vorkommnissen Vergleiche anzustellen. Möge es dabei gestattet sein, für diese häufig das Innere mächtiger Gebirgsgruppen zusammensetzenden Gebilde den Ausdruck „Kern" von Löwl zu entlehnen, ohne ihm jedoch irgend eine bestimmte geologische Bedeutung beizulegen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht an dieser Stelle allen denen,



Uebersichtskarte der granitisch-körni
Maasst

für Syngenese stets in räumlicher Nähe gesucht worden, wofern nicht deutliche andere Anzeichen dagegen sprachen. Es wird Niemandem einfallen, die alpinen Granite ohne weiteres mit den sächsischen oder englischen Graniten für gleichalterig und auf gleiche

[1]) In dem von Taramelli und Suess eingeführten Sinne. — Leider wurde mir die wichtige Arbeit von Frech, „Ueber die Tribulaungruppe am Brenner" u. s. w. (Richthofen-Festschrift) erst nach Beginn der Drucklegung zugänglich. Ich werde daher erst in einer späteren Abhandlung darauf eingehen können.

Weise entstanden zu erklären, während im Laufe der Zeit eine ganze Anzahl von Hypothesen aufgestellt wurden, die sämmtliche alpinen Granite und insbesondere die eines kleineren Districtes als zu einer syngenetischen Gruppe gehörig auffassten. Ich erinnere z. B. daran, dass die oberflächlich getrennten Granite der Cima d'Asta und des Eisackthales von verschiedenen Autoren, der Granit von Brusio und Val Fontana im Veltlin von Theobald wesentlich auf Grund ihrer räumlichen Nähe als zusammengehörig, ja möglicher Weise unter-

Fig. 1.

Polinik

Praevali
Eisenkappel
Bachergebirge
Schwarzenbach

...igen Massen des periadriatischen Senkungsfeldes.
...ab 1 : 2,000.000.

das Adamello-Gebirge.

Löwl (l. c. pag. 11) sagt: „Das Räthselhafte liegt darin, dass der Tonalit im Norden als Kern" (im Sinne von Lakkolith) „in krystallinen Schiefern und im Süden als Stock in der Trias steckt, ohne dass man die Stelle bezeichnen könnte, wo die Anakoluthie

[1]) Man vergleiche das beigeheftete Uebersichtskärtchen, die Noë'sche Alpenkarte oder das kleine Kärtchen bei Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 322.

Tonalites auch auf die übrigen im Bereiche des periadriatischen [1]) Senkungsgebietes gelegenen granitisch-körnigen Massen auszudehnen und auch mit einigen entfernteren Vorkommnissen Vergleiche anzustellen. Möge es dabei gestattet sein, für diese häufig das Innere mächtiger Gebirgsgruppen zusammensetzenden Gebilde den Ausdruck „Kern" von Löwl zu entlehnen, ohne ihm jedoch irgend eine bestimmte geologische Bedeutung beizulegen.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle allen denen,

erste, wenn auch weder nothwendige, noch ...

für Syngenese stets in räumlicher Nähe gesucht worden, wofern nicht deutliche andere Anzeichen dagegen sprachen. Es wird Niemandem einfallen, die alpinen Granite ohne weiteres mit den sächsischen oder englischen Graniten für gleichalterig und auf gleiche

[1]) In dem von Taramelli und Suess eingeführten Sinne. — Leider wurde mir die wichtige Arbeit von Frech, „Ueber die Tribulaungruppe am Brenner" u. s. w. (Richthofen-Festschrift) erst nach Beginn der Drucklegung zugänglich. Ich werde daher erst in einer späteren Abhandlung darauf eingehen können.

Weise entstanden zu erklären, während im Laufe der Zeit eine ganze Anzahl von Hypothesen aufgestellt wurden, die sämmtliche alpinen Granite und insbesondere die eines kleineren Districtes als zu einer syngenetischen Gruppe gehörig auffassten. Ich erinnere z. B. daran, dass die oberflächlich getrennten Granite der Cima d'Asta und des Eisackthales von verschiedenen Autoren, der Granit von Brusio und Val Fontana im Veltlin von Theobald wesentlich auf Grund ihrer räumlichen Nähe als zusammengehörig, ja möglicher Weise unterirdisch zusammenhängend angesehen wurden. Ein zweites, ungleich sichereres Kriterium ist bei räumlicher Nähe in der topographischen Anordnung, ein drittes, häufig mit dem zweiten vereinigtes, in der mit der Anordnung im Zusammenhang stehenden Form-Ausbildung der Centralmassen gefunden worden. Ein vortreffliches Beispiel ist dafür gerade die im Folgenden ausführlich behandelte Kette der peripherischen periadriatischen granitisch-körnigen Massen (Adamello-Franzensfeste-Rieserferner), die ich von nun an der Kürze halber als periadriatischen Randbogen bezeichnen werde. Diese Massen[1]) sind nicht nur räumlich benachbart, sondern auch im Sinne einer gekrümmten Linie angeordnet und in die Länge gestreckt. Ja, sie verrathen auch durch Annäherung an bestimmte tektonische Linien und Parallelismus mit ihnen (Judikarienlinie), dass sie unter einander in syngenetischem Verbande stehen. Es ist daher von verschiedenen Autoren, zuletzt wohl besonders deutlich von Löwl (l. c) die gemeinsame und gleichzeitige Entstehung dieser Massen verfochten worden. Auch ich stehe in der folgenden Arbeit auf dem Boden dieser Anschauung und werde mich der beschriebenen Kriterien bedienen, wofern nicht geologische Erscheinungen beobachtet wurden, die direct zur Bestimmung des Alters, der Lagerungsform, des Entstehungsortes und der Entstehungsart unserer Massen verhelfen.

Untersuchen wir zunächst die Löwl'schen Angaben über das Adamello-Gebirge.

Löwl (l. c. pag. 11) sagt: „Das Räthselhafte liegt darin, dass der Tonalit im Norden als Kern" (im Sinne von Lakkolith) „in krystallinen Schiefern und im Süden als Stock in der Trias steckt, ohne dass man die Stelle bezeichnen könnte, wo die Anakoluthie

[1]) Man vergleiche das beigeheftete Uebersichtskärtchen, die Noë'sche Alpenkarte oder das kleine Kärtchen bei Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 322.

einsetzt . . . . Wer sich in seinem Urtheil über den Bau der ganzen Tonalitmasse von den Erfahrungen leiten lässt, die er im Norden, im Bereiche des alten Kerns sammelte, der muss den im Süden angeschlossenen Stock mit Stache, Teller und Bittner für einen Horst halten und sich mit der activen Contactmetamorphose, die an die vorausgesetzten Randbrüche gebunden ist, abfinden, so gut er kann. (Stache half sich mit der Annahme von Thermalwirkungen.) Wer dagegen, wie Suess und Salomon, aus den Contactverhältnissen die Ueberzeugung schöpft, dass der Tonalit erst nach dem Absatze des Muschelkalks zum Durchbruch kam, der hat das Räthsel zu lösen, wie dieser junge Tonalit im Gebiete des Adamello und der Presanella in dem lange vorher gefalteten Schiefer unter ein einfaches, kuppelförmiges Dach gerieth."

Nachdem er so das zu untersuchende Problem festgestellt hat, beschreibt er seine eigenen Beobachtungen und argumentirt dabei in folgender Weise. Er glaubt constatirt zu haben, dass in dem nördlichen Adamello-Gebiet, und zwar insbesondere an der Malga Ervena in der Val di Fumo, die an den Tonalit anstossenden geschichteten Gesteine, die er sämmtlich für krystalline Schiefer hielt, über dem Eruptivgestein eine regelmässige Kuppel bildeten. Daraus folgerte er, dass die Intrusion des Tonalites vor der ersten Faltung der krystallinen Schiefer stattgefunden haben müsse und demnach wenigstens vorpermisch sei. Da er aber die stockförmige Natur des Re di Castello nicht in Abrede stellen zu können glaubte, wurde er zur Annahme einer Störungslinie zwischen dem nördlichen und südlichen Theile des Adamellogebirges genöthigt und glaubte diese in der Grenzlinie zwischen den Sandsteinen des Lago d'Arno und Lago di Campo auf der einen, den krystallinen Schiefern der Val Saviore auf der anderen Seite zu erkennen.

Ich werde nun im Folgenden diese Beweisführung Punkt für Punkt zu widerlegen suchen und fange mit der „regelmässigen Kuppelform" an.

Der Contact zwischen Tonalit und Phyllit in der Val d'Avio wurde von G. vom Rath beschrieben.[1])

„Diesem Thal eine starke Stunde aufwärts folgend, erreicht man die Gesteinsgrenze; die untere Hälfte ist Thonschiefer, h 7—8

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1864, pag. 263.

streichend, 80° gegen Nord fallend. . . . . Die Grenze gegen den Tonalit entspricht hier genau dem Streichen und Fallen der Schieferschichten. An den mindestens 2000 Fuss steil abfallenden Thalwänden erblickt man beinahe geradlinig die Gesteinsgrenze emporziehen. . . . Die Grenze des Eruptivgesteins geht entweder senkrecht zur Tiefe nieder, oder fällt steil nach aussen; dasselbe richtete den Thonschiefer ringsum empor, dessen Schichten um so steiler von der Grenze abfallen, je näher an derselben." Diese Angaben, auf die sich alle später das Adamello Gebirge beschreibenden Forscher stützten, bedürfen mehrerer Berichtigungen. Die geschichteten Gesteine sind echte Phyllite und wurden von dem Tonalit, wie ich schon 1890 [1]) mittheilte, stark metamorphisch beeinflusst. Die geologischen Richtungen sind etwas variabel.

Ich beobachtete im Jahre 1894 auf dem rechten östlichen Gehänge die folgenden Verhältnisse. Bald nach dem Eingang in das N—S gerichtete Thal auf dem unteren Wege stehen silbergraue Phyllite mit seltenen Quarzknauern an. Sie sind vollständig verwittert und zerbröckelt und lassen daher die geologischen Richtungen nicht erkennen. Es folgen kohlige Phyllite, bald mehr grau, bald mehr schwarz gefärbt, petrographisch völlig mit der von mir 1890 [2]) beschriebenen und auch auf dem linken Ufer auftretenden Varietät übereinstimmend. An der Stelle, wo der Weg den Bach überschreitet, stieg ich links in die Höhe bis zu dem oberen Wege. Dort trifft man nun schon vom Tonalit metamorphosirte, Glimmerschiefer-ähnliche Gesteine an, die ich hier petrographisch nicht beschreiben will. Sie enthalten Quarzlagen und streichen erst Ost-West bei fast saigerer Stellung, beziehungsweise steilem Süd-Fallen. Dann mass ich gegen den Tonalit hin N 80 W bei 80° Nord-Fallen, N 77 W bei steilem Nord-Fallen, N 60 W und Süd-Fallen. Dann folgen gebogene Schichten; und nach diesen mass ich von neuem N 85 W und steiles Nord-Fallen und bis zum Tonalit hin immer ähnliches Fallen und Streichen. Der Tonalit ist an der ungefähr O—W streichenden Grenze feinkörnig, etwas schieferig und meist arm an gefärbten Gemengtheilen, unter denen der Glimmer die Hornblende ganz zu verdrängen scheint. Die Contactfläche steigt wenigstens eine ganze

[1]) Ebenda, 1890, pag. 499.
[2]) l. c. pag. 532—533.

Strecke weit mit schwacher Neigung an dem Hang empor, während die metamorphen Schiefer mit N 75 W-Streichen und ganz steilem Nord-Fallen auf ihr liegen und an ihr abschneiden.

Hinsichtlich des weiter nach Westen gelegenen Monte Aviolo kam ich schon 1890[1]) zu dem Resultat: „Die Contactfläche zwischen dem Tonalit und dem Schiefer hat eine ganz unregelmässige Gestalt. Sie entspricht nämlich nicht etwa einer ebenen oder regelmässig schwach gewölbten Fläche, sondern ist regellos buckelig geformt; auf der einen Thalseite steht sie steil, auf der anderen ist sie schwach geneigt und verflächt beide Male in verschiedenen Richtungen. Die Schichten der Schiefer liegen stellenweise auf dem Tonalit und schneiden mitunter scharf an der Contactfläche ab. Dabei ist im Grossen und Ganzen ihr Streichen aber dennoch dem Verlauf der Grenzlinie parallel."

Dies Resultat ist auch durch die in weiteren vier Sommern von mir angestellten Untersuchungen nicht umgestossen worden und scheint mir für den grössten Theil der Tonalitgrenze in der nördlichen Adamellogruppe sehr genau die thatsächlichen Verhältnisse auszudrücken. Dass man aber dennoch nicht eine auch nur ziemlich regelmässige Kuppelform der den Tonalit umgebenden Schichten annehmen kann, geht aus den folgenden neuen Beobachtungen hervor. Geht man von Pozzolo[2]) um den Monte Piccolo herum in die Val Finale hinein, so erreicht man sehr bald mächtige Schutthalden, dann erst spärliche, später bessere Aufschlüsse im anstehenden Gestein. Es besteht aus stark gefalteten contactmetamorphen Phylliten, die anscheinend ostnordöstliches Streichen bei ganz steilem, also vom Tonalit weg gerichteten Nord-Fallen haben. In höchstens 100 Meter Entfernung vom Tonalitcontact aber folgen, scheinbar unter den Phylliten, stark metamorphosirte Schichten ursprünglich klastischer Gesteine, die entweder zum Perm oder zur untersten Trias, wahrscheinlicher zu dem ersteren gehören. Sie streichen, soweit das die glaciale Abrundung der Aufschlüsse erkennen lässt, mit N 15 bis 35 O und fallen steil nach SO, also unter den Tonalit ein; beziehungsweise sie stehen senkrecht. Diese Zone lässt sich auch über

[1]) l. c. pag. 479.

[2]) Am Westgehänge des Monte Aviolo oberhalb Edolo.

den Kamm des Monte Piccolo hinweg in die südlich anstossende Foppa hinein verfolgen, wo ich sie schon im Jahre 1889 gesehen hatte, aber damals noch nicht von den gleichfalls äusserst stark metamorphisch veränderten phyllitischen Gesteinen hatte unterscheiden können. Während sie aber in der Val Finale direct an den Tonalit stösst, legt sich ihr in der Foppa noch eine 200—300 Meter breite Zone von metamorphen Phylliten vor, so dass sie auf beiden Seiten scheinbar concordant von diesen eingeschlossen wird. Nordwärts schneidet diese zweite Phyllitzone an dem nach Westen spornartig vorspringenden Tonalit ab, wie ich das bereits 1890 [1]) angedeutet hatte. Zwischen der zweiten, dem Tonalit benachbarten Phyllitzone und dem Perm-System verläuft offenbar ein Bruch; das Schichtsystem ausserhalb des Bruches aber und in der Val Finale ist so angeordnet, dass die jüngsten Schichten unter den Tonalit einfallen, während bei einer antiklinalen Kuppel gerade die ältesten Schichten sich auf den Tonalit legen müssten. Ich kann an dieser Stelle nicht weiter die Einzelheiten dieses Profils besprechen, werde aber darauf demnächst in einer Monographie der metamorphen klastischen Adamello-Gesteine näher eingehen und will jetzt kurz die Verhältnisse am Passo Gallinera südlich vom Monte Aviolo erwähnen. Schon Stache [2]) hatte darüber angegeben, dass der Tonalit des Monte Aviolo durch eine Zone von „verschiedenen Schiefern mit Einlagerungen von krystallinischen, Granat führenden Kalklagern und lagerförmigen Massen von dioritischen Gesteinen" von der südlich anstossenden Hauptmasse des Adamello getrennt sei. Später (ebenda 1880) fügte er hinzu, dass diese „Randzone" wahrscheinlich dem unteren Servino von Paspardo äquivalent und ein „subvulcanisches", d. h. ein zwischen Oberflächen-Ergüssen und Gängen von Tonalit, Diorit und Granit abgesetztes und erstarrtes Gebilde sei. Ich besuchte dann im Jahre 1888 dieselbe Localität und constatirte, dass Stache's Zone von contactmetamorphen Gesteinen mit Tonalitgängen gebildet wird. Hinsichtlich ihrer Herkunft und stratigraphischen Stellung sprach ich mich nicht aus. Jetzt aber, nachdem ich die ganze Westflanke des Adamellogebirges genau aufgenommen und auch Val und Passo Gallinera

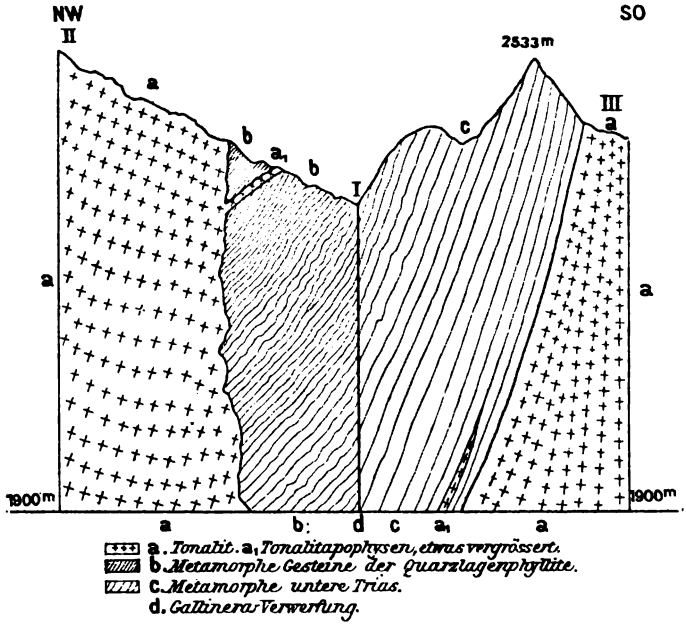
[1]) l. c. pag. 479.

[2]) Verh. d. geol. Reichsanst. Wien 1879.

einer eingehenden Untersuchung unterworfen habe, kann ich das beistehende Profil des Passo Gallinera mittheilen, das für die Auffassung der Adamello-Tonalitmassen von Bedeutung ist.

Man sieht ohne Weiteres, dass zwischen dem nördlichen Tonalit des Monte Aviolo und dem südlichen der Baitonegruppe eine auf der Passhöhe vier bis fünf hundert Meter breite Zone von ge-

Fig. 2.



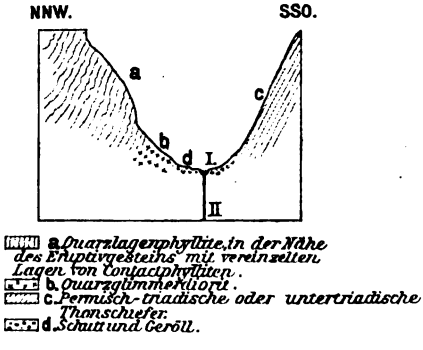
Profil I. Maasstab ungefähr 1 : 10.000. Höhen natürlich.

I Passo Gallinera 2319 Meter.
II Südöstliche Ausläufer des Monte Aviolo.
III Nordwestliche Ausläufer des Corno Baitone.

schichteten, steil nach Norden geneigten Gesteinen eingekeilt ist. Von beiden Seiten dringen Gänge und Adern des Tonalites in die Schichtgesteine ein. Wir haben also primären Eruptiv- oder, besser gesagt, Intrusiv-Contact. Die geschichtete Zone selbst wird aber dicht bei dem Steinmann der Passhöhe von einer verticalen oder doch wenigstens sehr steil stehenden kolossalen Verwerfung durchsetzt. Nördlich

haben wir metamorphe Phyllite mit Cordierithornfelsen und anderen cordierit- und andalusitreichen Gesteinen. Südlich stossen Hessonitmarmorbänke, geschichtete Kalksilicathornfelse und andere mannigfaltige Contactbildungen der unteren Trias, vielleicht sogar schon des Zellendolomites an. Diese äusserst merkwürdige metamorphe Doppelzone erstreckt sich nach Osten und Westen weiter. Im Osten, wo ich ihre Fortsetzung bereits im Jahre 1890 vermuthungsweise angab (l. c. pag. 499), verfolgte ich sie über Val Aviolo (Val Paghera der Karten) hinüber bis auf den hohen Kamm hinauf, der Val Aviolo und Val d'Avio trennt. Auch kenne ich sichere Anzeichen für ihre Existenz im Aviothal selbst, wo ich sie in diesem Sommer

Fig. 3.



Profil II. Maasstab 1 : 6000.

I Ausgang der Val Rabbia bei Rino. II Gallineraverwerfung.

weiter zu verfolgen gedenke. Im Westen ist sie und ihr Contact mit dem nördlichen Tonalit an dem Weg aufgeschlossen, der vom Passo Gallinera am nördlichen Gehänge entlang zu der Localität „Grasso delle Foppine" und von dieser zur Malga Preda oberhalb Mù führt. Ihre Schichten gehen nach Westen mit wachsender Entfernung von dem Tonalit allmählich in normale, nicht metamorphosirte Gebilde über; und zwar entsprechen die nördlich von der Bruchlinie gelegenen Schichten den Quarzlagenphylliten von Sonico, während südlich von der Bruchlinie, je weiter man nach Westen geht, immer ältere Horizonte auf Kosten der jüngeren zum Vorschein kommen, wie aus der folgenden Beschreibung hervorgeht. Am Ausgange der Val Rabbia[1])

[1]) Vergl. das vorstehende Profil II, Fig. 3.

verläuft der Bach genau auf der Verwerfung. Südlich stehen helle und dunkle klastische Thonschiefer an, mit denen noch etwas weiter nach Süden auf dem Wege, der nach Rino hinunterführt, dünne Bänkchen von braunrothem und grauem Kalkstein mit mikroskopisch erkennbaren, aber nicht bestimmbaren Fossil-Resten und feste Grauwacken wechsellagern. Sie streichen an dem Hang entlang mit zwischen N 55 O und N 70 O variirenden Werten für das Streichen und 65°—70° Nord-West-Fallen. Südlich gegen die Cresta Alberina und Val Malga werden sie von einem System von Grauwacken und Phyllit-Quarz-Conglomeraten mit seltenen Thonschieferlagen unterteuft. Ihrem Habitus nach dürften sie dem unteren Servino oder den Perm-Trias-Grenzschichten angehören, zwischen denen ich natürlich bei dem Mangel an bestimmbaren Fossilresten keine sichere Entscheidung treffen kann. Jedenfalls aber gehören sie in ein erheblich tieferes Niveau als die auf der Höhe des Passo Gallinera südlich von der Bruchlinie folgenden Schichten. Nördlich von dem Bach stehen Phyllite mit untergeordneten Phyllitgneissen an. Sie streichen N 70 O, fallen 60° nach Nord-Westen und werden von einem kleinen bis an die Verwerfung heranreichenden und längs dieser am meisten ausgedehnten Quarzglimmerdioritstock [1]) durchsetzt, dessen petrographische und chemische Untersuchung auf meinen Wunsch mein Freund Dr. Carl Riva übernahm. Von seinen interessanten und vor kurzem in den Atti della Società italiana di Scienze naturali (Milano 1896) zum Abdruck gekommenen Resultaten theile ich hier nur die folgenden für uns in Betracht kommenden mit. Der Quarzglimmerdiorit stimmt petrographisch sehr genau mit dem von mir beschriebenen, wenige Kilometer entfernten Quarzglimmerdiorit der Val Moja, chemisch mit diesem und dem von Gerhard vom Rath analysirten Tonalit der Val d'Avio überein. Er hat die umgebenden phyllitischen Gesteine ganz ähnlich wie der Quarzglimmerdiorit der Val Moja metamorphosirt, nur dass unter den von ihm producirten Contactmineralien Korund fehlt, sich dafür aber stellenweise Staurolith findet. Auch jenseits der Val Camonica ist die Gallinera-Verwerfung weiter zu verfolgen. Ich fand sie wieder auf bei Lava nördlich von Malonno, wo sie die Grenze zwischen den Quarzlagenphylliten und klastischen,

[1]) Man vergleiche über diesen Stock, welchen ich im Jahre 1894 auffand, auch das in den Sitz.-Ber. d. Preuss. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045, Gesagte.

wahrscheinlich zum Perm gehörigen Schiefern bildet. Beide Systeme streichen ungefähr N 60 O und fallen mit etwa 60° nach Nord-Westen ein, so dass auch dort also die klastischen Gesteine scheinbar von den Phylliten überlagert werden. Es ist nicht correct, wenn Cozzaglio[1]) angibt, dass der grünliche Schiefer von Lava „finalmente, con sfumatura litologica, passa alla quarzofillite di Edolo". Sie sind schon petrographisch ganz scharf, geologisch aber sogar durch eine Verwerfung von wenigstens mehreren hundert Metern Sprunghöhe getrennt.

Die beschriebenen Ergebnisse zusammen mit denen Riva's führen zu einer interessanten Schlussfolgerung. Riva's Untersuchungen machen es nämlich sehr wahrscheinlich, dass sowohl der Quarzglimmerdiorit der Val Moja als auch der von Rino nur kleine stockförmige Apophysen des Tonalites sind. Nun wird aber der Rino-Diorit, wie ich ihn hier der Kürze halber nennen will, von der Gallinera-Verwerfung abgeschnitten und hat zwar in den nördlichen Quarzlagenphylliten und Phyllitgneissen, nicht aber in den unmittelbar südlich von dem Bache anstossenden Thonschiefern Contactmetamorphose erzeugt. Daraus folgt mit Sicherheit, dass die Verwerfung nach der Intrusion des Rino-Diorites und somit auch nach der Intrusion des Tonalites entstand.

Die angeführten Thatsachen zeigen bereits, dass „die den Tonalit umgebende Schieferhülle" keineswegs eine „regelmässige Kuppelgestalt" besitzt. Ausserdem werde ich aber im Folgenden nachweisen, dass die primäre Contactfläche zwischen dem Tonalit und den ihn umgebenden Schichtsystemen von einem stratigraphischen Niveau in's andere übergeht, und dass auf der ganzen Strecke vom Passo Gallinera bis zum Lago d'Arno fast immer die jüngsten Schichten mit dem Tonalite in Contact kommen, nicht die ältesten, und fast immer unter den Tonalit einschiessen, statt sich auf ihn aufzulegen. Dabei kann ich aber nicht umhin, auch auf den zweiten strittigen Punkt zu sprechen zu kommen, nämlich auf die Frage, ob denn wirklich, wie Löwl glaubte, in der ganzen nördlichen Adamellogruppe nur die krystallinen Schiefer von dem Tonalit metamorphosirt worden

[1]) Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 8 des Separatabdruckes.

sind. Wir haben schon in den vorhergehenden Auseinandersetzungen für zwei Stellen das Gegentheil festgestellt, nämlich für die Val Finale, wo wahrscheinlich zum Perm, vielleicht aber auch zum Servino gehörige Schichten, und für die Linie Val Gallinera-Val d'Avio, wo die untere, vielleicht sogar selbst Theile der mittleren Trias in Primärcontact mit dem Tonalit kommen und von ihm hochgradig metamorphosirt werden. Ausserdem machte ich bereits 1894 darauf aufmerksam[1]), dass am Corno delle Granate vom Tonalit metamorphosirte Schichten des Perm und des Servino auftreten. Jetzt kann ich nun hinzufügen, dass vom Lago d'Arno bis sicher wenigstens zur Val Finale auf der Nordseite des Adamellogebirges der Tonalit meist sei es direct im Primärcontact mit Schichten der unteren und mittleren Trias oder des Perm ist und sie metamorphosirt hat, sei es nur durch mehr oder weniger schmale Zonen von metamorphen krystallinen Schiefern von ihnen getrennt ist, sie aber doch intensiv metamorphisch beeinflusst hat. Stache hatte nicht Unrecht, wenn er in seiner „subvulcanischen, beziehungsweise epikrystallinen Randzone" auch die Aequivalente des unteren Servino sah, nur dass sie keine „subvulcanische" Bildung, sondern die normale, wenn auch aussergewöhnlich grossartig entwickelte Contactzone eines Tiefengesteins ist. Ich weiss nicht, woran es liegt, dass Löwl diese Stache'sche Angabe, die auch von Suess citirt und sogar durch eine Abbildung erläutert wurde, gar nicht berücksichtigt hat, vermuthe aber, dass es auf der vorsichtigen und an einer Stelle in der That nicht correcten Fassung meiner früheren Angaben beruht. Ich vermied es in diesen meistens absichtlich, mich über das stratigraphische Niveau der von mir untersuchten Contactgesteine auszusprechen, bevor ich es nicht durch eingehende Untersuchungen auch der normalen Schichtcomplexe festgestellt hätte. So sagte ich z. B. in meinem Aufsatz: „Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit"[2]), dass ich auf die Frage, „aus welchem ursprünglichen Material denn die vorliegenden Gesteine entstanden" seien, „eine sichere Antwort nicht geben" könne, und fügte hinzu, dass der petrographische Charakter und „das Vor-

[1]) Giornale di Mineralogia, pag. 129.

[2]) Neues Jahrb. f. Miner., Beil.-Bd. VII, pag. 484.

handensein von Marmorlagern im umgewandelten Schiefergebirge[1]) am Lago d'Arno und im Salarnothal" darauf hinweise, „dass es kalkreiche Zwischenlagen des Schiefergebirges[1]) waren, welche, in den flüssigen Tonalit" gerathen, durch umwandelnde Vorgänge zu unseren Contactgesteinen wurden. „Nähere Angaben über die Natur der Urgesteine zu machen, bin ich vorläufig nicht im Stande." In einer späteren Mittheilung[2]) aber citirte ich Stache's auf die Randzone bezügliche Beobachtungen und Deutungen und sagte, dass ich sie im wesentlichen bestätigen könne. „Nur weiche ich in der Auffassung jener Randzone erheblich von Stache ab, denn ich halte sie auf Grund makroskopischer und mikroskopischer Untersuchungen für die normale Contactzone des Tonalits." Es scheint mir nun, als ob Löwl diesen Mangel an Präcisirung des stratigraphischen Niveaus so aufgefasst hat, als ob ich nicht blos die metamorphen Schichten des M. Aviolo, sondern überhaupt die ganze Contactzone für ein Aequivalent der krystallinen Schiefer und insbesondere phyllitischer Gesteine hätte erklären wollen. Wenigstens heisst es auf pag. 13 seiner Arbeit: „Zwei Gesteinszüge, die nach den Untersuchungen Salomon's aus contactmetamorphen Gneissphylliten bestehen." Und ferner sagt er auf pag. 13 und 14 (des Sonderabdruckes) bei der Beschreibung der den Lago d'Arno im Nordwesten umgebenden metamorphen Gesteine: „Diesen Quarzit hat man irrthümlich für ein Aequivalent der metamorphen Gneissphyllite des Adamellorandes angesehen. . . . . Hie und da lässt aber der Quarzit selbst in nächster Nähe des Contactes noch ganz deutlich das gebänderte und streifige Aussehen des unveränderten Sandsteins erkennen, so z. B. in dem von Salomon beschriebenen Aufschlusse." Wenn damit gemeint ist, dass ich diese übrigens an dem von mir beschriebenen Aufschlusse, wie auch aus der Beschreibung hervorgeht, keineswegs quarzitischen Gesteine für metamorphe Gneissphyllite gehalten hätte, so beruht das auf einem Irrthum. Ich vermuthete in ihnen damals, wie schon angeführt, „kalkreiche Zwischenlagen des Schiefergebirges" und bediente mich dabei absichtlich eines stratigraphisch nichtssagenden Ausdruckes. Jetzt kann ich den sicheren

[1]) Dieser Ausdruck ist in der That nicht correct und erklärt wohl hauptsächlich Löwl's Missverständnis. Ich hätte sagen müssen „Schichtgebirge". Doch sind die betreffenden Gesteine wirklich vielfach Schiefer.

[2]) Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 413.

Nachweis bringen, dass sie umgewandelte kalkreiche Schichten der sogenannten Werfener Schiefer, nicht aber umgewandelte permische Sandsteine sind, wie Löwl vermuthete. Dass ich damals keineswegs der Anschauung war, meine gesammte Contactzone und insbesondere die Gesteine am Lago d'Arno gehörten stratigraphisch den krystallinen Schiefern an, geht schon daraus hervor, dass ich in der bereits citirten und lange vor der Löwl'schen Abhandlung publicirten Arbeit[1]) unter den 14 mir bekannten Theilen der nördlichen und westlichen Contactzone auch „die ganze Linie vom Lago d'Arno über den Passo della Forcellina hinweg bis unterhalb des Lago di Campo" aufführte. Für die Schichten dieses Zuges war aber bereits damals von E. Suess der sichere Nachweis des permisch-untertriadischen Alters gegeben; und in meiner Arbeit ist die betreffende Angabe von Suess (Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 316 und 317) citirt.

Nach dieser Abschweifung kehre ich nun zu der Untersuchung der auf der Westflanke des Adamellogebirges mit dem Tonalit in Contact befindlichen Schichtgebilde zurück und muss dabei vor allen Dingen bemerken, dass gerade die einzige von Löwl beschriebene und als Beweis für seine Anschauung von der regelmässigen Kuppelform der Schiefer angegebene Contactlocalität, nämlich die Malga Ervina oder richtiger Ervena in der Val di Fumo, mir nicht günstig gewählt zu sein scheint. Löwl sagt darüber (l. c. pag. 12): „Ich möchte dem, der sich durch den Augenschein von der Intrusion des Tonalites überzeugen will, den Besuch der Ervina-Alm auf dem westlichen Hang der Val di Fumo empfehlen. Die Umwandlung des Schiefergneisses in massigen Cordieritfels und das Auftreten einschlussreicher Tonalitgänge in dem Contactgürtel ist hier in ausserordentlich schönen Aufschlüssen zu sehen. Ueberdies kann man aber auch noch beobachten, dass sich die Schieferhülle, die aus dem Camonica-Thal in einer Schleife herüberdringt, dem Tonalithalse zwischen Adamello und Re di Castello in vollkommener Concordanz anschmiegt. An wenigen Stellen zeigt sich so deutlich wie hier auf der Ervina-Alm, dass das Magma nicht in gefaltete, sondern in ungestörte Schichten eingedrungen und als Kern unter einer durch die Intrusion selbst aufgetriebenen Schieferkuppel erstarrt sein muss." —

[1]) Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 408—415.

Ich begab mich auf Grund dieser Angaben im Sommer 1894 nach der beschriebenen Localität. Ich ging von dem unteren Ende des Lago di Campo aus auf einem schwer zu findenden undeutlichen Fusspfade in Nordnordost-Richtung am Berggehänge entlang und kam so zu der kleinen oberhalb der eigentlichen Malga Ervena gelegenen Hütte. Der Weg führt immer über Tonalit oder nicht aufgeschlossenes Terrain. Von der Hütte aus eröffnet sich ein prachtvoller Ueberblick über das zum Passo d'Ignaga[1]) führende Hochthal, über Cima delle Casinelle und den Forcel rosso. Ein Theil dieses Panoramas entspricht unverkennbar der von Suess[2]) wiedergegebenen Photographie Diener's, nur dass zur Zeit meines Besuches der Schnee ganz fehlte und die Schichten vollständig frei lagen. Man erkennt deutlich, dass die nördlich von dem Forcel rosso befindlichen Berge aus grauem Tonalit bestehen. Dann folgt nach Süden eine mächtige, breite Zone von gebanktem, weissem Triasmarmor und dann eine dunklere Zone, die dem Servino und dem Perm entspricht. Weiter nach Süden stehen krystalline Schiefer an. — Ich konnte an jenem Tage nicht mehr den Forcel rosso selbst überschreiten, sondern musste mich begnügen, die bogenförmig zu mir herunterstreichenden Zonen in der Richtung zum Passo d'Ignaga zu durchqueren und von diesem nach Valsaviore abzusteigen. Da fehlt nun allerdings die Marmorzone, die in ihrem bogenförmigen Verlaufe nach unten entweder von dem Tonalit schräg abgeschnitten wird oder vielleicht in ihn eingeschlossen unter unserem Standpunkte durchstreicht. Nach Westnordwest in die Höhe steigend gelangte ich über Tonalit hinweg zu umgewandelten Servinobänken, die in den Tonalit gleichsam eingebacken nach Südwest ziehen. Nach ihnen erreicht man wieder Tonalit, dann für längere Zeit metamorphes Perm und schliesslich die in der That stark vom Tonalit beeinflussten Phyllite. Auf meinem Wege mass ich in diesen erst N 15 O-Streichen bei mittlerem Südost-Fallen, dann N 30 O-, N 50 O- und Ostwest-Streichen bei stets südöstlichem bis südlichem Fallen. Sie verflächen also unter den Tonalit des südlich vorliegenden, auf der österreichischen Generalstabskarte mit der Höhencôte 2660 Meter versehenen Berges. Was aber ihre Stellung gegenüber dem östlich

[1]) Auch Passo delle Casinelle genannt.

[2]) l. c. I., 317.

in der Thalsohle der Val di Fumo anstehenden und bis nach Ervena hinaufreichenden Tonalit betrifft, so setzen sie zwar orographisch die höheren Theile des Gehänges zusammen, fallen aber geologisch schräg unter ihn ein und lagern also nicht, wie dies Stache[1]) angab, auf dem Tonalit, sondern dienen ihm zusammen mit den auf sie gelagerten Perm- und Trias-Schichten als schräg geneigte Basis. Schon dies eine Factum reicht aus, um Löwl's Anschauung zu widerlegen.

Aus den mitgetheilten Beobachtungen, die im zweiten Theile dieser Arbeit noch wesentlich vervollständigt werden sollen, lassen sich mit absoluter Sicherheit zwei Schlüsse ziehen: 1. Die den Tonalit der nördlichen Adamello-Gruppe umgebenden Schichten bilden weder eine regelmässige, noch eine unregelmässige Kuppel über dem Tonalit. 2. Sie bestehen keineswegs nur aus krystallinen Schiefern, sondern zu einem grossen Theile aus permischen, unter- und selbst mittel-triadischen Ablagerungen, die sämmtlich von dem Tonalite metamorphosirt wurden, also älter als dieser sind.

Unterziehen wir jetzt die von Löwl beschriebene „Verwerfung des Monte Campellio" einer näheren Prüfung. Löwl gibt an, dass die „Contactschiefer" der Stache'schen Randzone von der Cima di Casinelle zur Malga Ervena in's Fumothal herüberstreichen und sich dann nach Süden wenden, „als ob sie den Anschluss an den Forcellinazug gewinnen wollten. Verfolgt man sie aber weiter, so stellt es sich heraus, dass sie aus der Süd- alsbald in die Südwest-Richtung einschwenken, zur Höhe des Grenzkammes zurückkehren und im Monte Campellio auf einen h 7 streichenden Zug von permischem Sandstein stossen, der sie mitsammt dem Tonalit im Liegenden und dem veränderten Schiefer im Hangenden schräg abschneidet. Dieser Sandsteinzug ist ein Ausläufer der permischen Scholle, die im Süden von Cedegolo aus den Bergamasker Alpen über das Camonicathal herüberstreicht und östlich von Paspardo vom Tonalit des Castello-Stockes durchbrochen wird. Nur der Nordrand der Scholle setzt sich in einer Breite von 1 Kilometer zwischen der Schiefermulde des Saviorethales und dem

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst., 1879.

Tonalitstocke über den Monte Colombè und den M. Campellio in flachem Bogen bis in's Daonethal fort. Seine Grenze gegen die Saviorebucht und den Tonalithals ist ein Bruch, seine Grenze gegen den Stock des Re di Castello dagegen eine Fläche des ursprünglichen Contactes."

Ich habe nun die Nordgrenze des von Löwl bezeichneten permischen Zuges auf weite Erstreckungen, nämlich bis über die Val Camonica hinaus nach Westen und bis an den Lago di Campo im Osten verfolgt und will im Folgenden meine Resultate mittheilen, obwohl ich dabei eine längere Abschweifung machen muss. — In Lava, bei Malonno in der oberen Val Camonica, hatten wir in einem früheren Theile dieser Arbeit die gewaltige Gallinera-Verwerfung als Grenze zwischen nördlich anstehenden Quarzlagenphylliten und südlich scheinbar unter diese einschiessenden klastischen Schiefern angetroffen. Beide Systeme streichen N 60 O und fallen mit ungefähr 60° nach Nordwesten ein. Geht man von Lava aus über Malonno und Odecla nach Süden, um am Gehänge entlang in das Aglionethal einzubiegen und sich nach Paisco zu begeben, so passirt man die ganze Mächtigkeit des klastischen Systems und gelangt schliesslich wieder in die hier in normaler Weise unterlagernden Quarzlagenphyllite hinein. Ueber die stratigraphische Stellung des klastischen Complexes habe ich mich an anderer Stelle[1]) ausgesprochen. Das Streichen der Schichten ist von Lava bis nach Paisco constant stets ungefähr Südwest-Nordost oder Westsüdwest-Ostnordost bei mittlerem bis steilem Nordwest-Fallen. Eine nennenswerte Verschiedenheit in den geologischen Richtungen der krystallinen und der klastischen Schiefer scheint nicht vorhanden zu sein, obwohl ich aus anderen Gründen die Discordanz beider habe nachweisen können.

Auf dem Wege von Paisco nach Lovèno bleibt das Streichen der Phyllite ziemlich unverändert und nähert sich höchstens noch etwas mehr dem reinen Ost-West-Streichen. Das Fallen aber wird südlich und bleibt in dem ganzen mächtigen Complex von krystallinen Schiefern, der sich unter dem Monte Elto hindurch bis nach Sellero und Cedegolo im Ogliothal erstreckt, stets überwiegend

[1]) Sitzungsber. d. königl. preuss. Akad. d. Wissensch. Berlin 1896, pag. 1038 bis 1039.

südlich. Das untere Aglionethal entspricht daher einer für die Tektonik der Val Camonica äusserst wichtigen Antiklinalen, die sich auch jenseits des Oglio weiter verfolgen lässt. Dieser Südflügel aber functionirt gleichzeitig als Nordflügel einer nicht weniger wichtigen, schon von Cozzaglio richtig erkannten Synklinalen, die ich an anderer Stelle ausführlicher behandeln werde. Für uns kommt hier nur in Betracht, dass, wenn wir vom Aglionethal oder einer auf der anderen Oglio-Seite entsprechend gelegenen Localität, z. B. dem Pogliathale nach Süden in die Höhe steigen, wir über die Schichtköpfe der südlich geneigten krystallinen Schiefer hinweg allmählich in immer höhere und jüngere Niveaus gelangen, demnach auch wieder die permischen Schichten über den Phylliten zu finden erwarten müssen. Und thatsächlich erreicht man sie an dem Nordabhang sowohl des Monte Elto wie des Monte Colombè in ganz normaler Weise und kann im Ogliothale am Ostabhange der Eltogruppe, wie am Westabhange des Monte Colombè die Schichtköpfe des Perm in südlicher Richtung allmählich von ihrer hohen Lage auf dem Nordabhange herunterstreichen sehen. Die Auflagerung ist discordant; die klastischen Schichten enthalten Fragmente des Phyllites; doch ist die Auflagerungsfläche ebenso wie die Schichtung der Phyllite nach Süden, wenn auch unter viel geringerem Winkel geneigt. Sie wird vom Thalboden des Oglio an zwei genau entsprechenden Stellen durchschnitten, nämlich auf der Chaussée an dem schon von Stella und Cozzaglio erwähnten Punkte wenig nördlich des Ponte S. Rocco auf dem rechten und unmittelbar südlich vom Monastero di Capo di Ponte auf dem linken Ufer.[1]) Oberhalb Capo di Ponte erhebt sich der hier sehr mächtige permische Complex bis fast zum Niveau von Paspardo, wo er von dem Servino concordant überlagert wird; und seine obere wie seine untere Grenze lassen sich ganz vortrefflich in nördlicher, dann nordöstlicher und östlicher Richtung am Hange des Monte Colombè entlang bis unter den Lago d'Arno verfolgen. Die untere Grenze, die wir also mit Sicherheit als die Fläche discordanter Auflagerung der permischen Schichten auf die Quarzlagenphyllite bezeichnen können, und deren unregelmässige Gestalt und schwach

[1]) Ueber erhaltene Erosionsvorsprünge der Phyllite in dem Perm vergleiche man die citirte Arbeit in den Sitzungsber. d. preuss. Akad. Berlin 1896, pag. 1039 bis 1040.

südliches Einfallen wir aus dem Aglionethal um den Hang des Monte Elto herum bis zum Oglio und von diesem allmählich aufsteigend bis unter den Lago d'Arno verfolgt haben, ist nichts anderes als die sogenannte „Campellio-Verwerfung". Aber auch östlich von dem Ausflusse des Lago d'Arno ist unsere Auflagerungsfläche leicht weiter zu verfolgen. Man trifft sie beim Abstieg von der Casa della Finanza am Lago d'Arno nach Isola nicht sehr tief unter dem Seeniveau an. Beim Aufstiege von Valsaviore zum Monte Campellio auf dem zum Arnosee führenden Wege ist sie von Vegetation und Trümmern bedeckt; doch lässt sich leicht constatiren, dass sie sich hier bereits in viel höherem Niveau als an dem eben erwähnten Seeauslauf befindet, was sich aus ihrem südlichen Verflächen und der nördlicheren Lage des betreffenden Aufschlusses am Monte Campellio erklärt.

Geht man vom Lago d'Arno[1]) über den Forcellinapass zum Lago di Campo hinüber, so macht man die folgenden Beobachtungen. Aus dem dicht bei der Finanzieri-Hütte[2]) befindlichen Aufschluss von metamorpher unterer Trias gelangt man erst in das Perm, beim Anstieg zum Passe aber wieder in jüngere Niveaus hinein. Die Passhöhe selbst ist in umgewandelte Werfener Schiefer (Servino) eingeschnitten, an die sich südlich die schon von Suess erwähnten und abgebildeten weissen Marmorbänke in verticaler Stellung anlegen. Diese gehören bereits zur untersten mittleren Trias. Von Süden nach Norden haben wir daher vom Tonalit beginnend die folgende Reihenfolge saigerer Schichten. 1. Marmorbänke der untersten mittleren Trias. 2. Metamorphe Mergel und Mergelsandsteine des eigentlichen Servino. 3. Metamorphe Sandsteine, Grauwacken und Conglomerate des Perm. 4. Metamorphe krystalline Schiefer, die noch weiter nach Norden allmählich in unveränderte krystalline Schiefer übergehen. Richtig ist Löwl's Angabe, dass nördlich und nordwestlich von der Passhöhe Tonalit ansteht; doch können wir für unsere Betrachtungen ganz davon absehen. Verfolgen wir unseren Schichtcomplex weiter nach Osten, so sehen wir die Marmorbänke östlich der Passhöhe mit N 85 W zum Lago di Campo hinunter-

[1]) Ein Beweis dafür, dass man den Lago d'Arno mit Löwl als „ein glaciales Felsbecken" bezeichnen muss, ist bisher nicht gegeben worden.

[2]) Eigenthum der liebenswürdigen Familie Zitti in Cedegolo, der ich auch an dieser Stelle meinen Dank für erwiesene Gastfreundschaft ausspreche.

streichen. Ja, sie gehen noch weiter hinunter; sie stehen wenige Schritte von der Malga Campo di sotto an dem Bache in mächtigen, wohl geschichteten Bänken an und wurden dort auch bereits von Lepsius[1]) besucht. Ich war an dieser Stelle im Jahre 1890 und beobachtete, wenn mich meine damals allerdings in Eile niedergeschriebenen Notizen nicht trügen, dass die steil stehenden Schichten ungefähr nord-südlich streichen. — Nördlich der Marmorzone folgen auf der Passhöhe wunderschöne biotitreiche Cordieritknotenschiefer und mannigfaltige andere Contactgesteine des metamorphen Servino, die indessen beim Abstieg zum Lago di Campo bald südlich liegen bleiben, da der Weg in die nördlicheren Permschichten hineinführt. Diese begleiten den Weg bis fast zur oberen Hütte hinab und enthalten Tonalitgänge. Wendet man sich nun von der Hütte am Lago di Campo nach Norden und geht zu dem wenige hundert Meter entfernten, südlich gerichteten Sporn des auf der österreichischen Karte mit der Höhencôte 2660 Meter bezeichneten Berges, so findet man dort massenhaft grosse Blöcke von Tonalit und metamorphem Triasmarmor mit Contactsilicaten. Auf dem schon kurz erwähnten Wege aber, der von der Sennhütte am westlichen Gehänge des Fumothales entlang zur Malga Ervena führt, constatirt man, dass der betreffende Berg auf seiner Ostseite oberhalb des Weges keine Triasmarmorbänke eingeschaltet enthält. Die Marmorblöcke müssen also aus dem nordwestlich gerichteten, den kleinen Lago d'Avolo enthaltenden und nach der Löwl'schen Kartenskizze ganz in „präpermischen" Tonalit eingeschnittenen Thälchen stammen. Es ist wünschenswert, dass man die Triasschichten der Malga Campo di sotto, des Thälchens des Lago d'Avolo und des Forcel rosso genau in ihrem Verlaufe verfolgt und untersucht, was bisher noch nicht geschehen ist. Schon jetzt aber ergibt es sich für jeden, der die Löwl'sche Kartenskizze oder besser noch eine Specialkarte der beschriebenen Gegend vergleicht, aus dem Nordstreichen der an der unteren Campohütte anstehenden Triasbänke, aus dem Vorhandensein der metamorphen Trias in dem Thälchen des Lago d'Avolo und am Forcel rosso, sowie aus ihrem Südstreichen am letzteren Punkte, dass die Tonalitgrenze vom Lago d'Arno im Westen über den Lago di Campo, Malga Ervena und Forcel rosso im Osten

[1]) Das westliche Südtirol, pag. 214—215.

und Norden von einer metamorphen Triaszone begleitet wird, die wohl an einzelnen Stellen durch mit der Intrusion zusammenhängende Gebirgsbewegungen gestört, zerstückelt und verschoben sein kann, an deren ursprünglichem Zusammenhange aber kein Zweifel möglich ist. Im Inneren wird diese Triaszone ebenso regelmässig von einer Zone von metamorphen Perm- und Phyllitschichten begleitet. Nach der Intrusion entstandene und von ihr unabhängige Störungen können hier ebenso gut wie an jedem beliebigen anderen Punkte der ganzen Adamellomasse vorhanden sein; bisher ist aber kein ausreichender Beweis dafür gegeben worden. Die seit Jahrzehnten bekannte Thatsache, dass auf der Ostseite des Adamellogebirges in der Val Breguzzo die Trias sprungweise von krystallinen Schiefern abgelöst wird, ist gleichfalls kein Beweis dafür, dass zwischen den permischen Schichten des Monte Campellio und den nördlich anstossenden krystallinen Schiefern eine Bruchlinie existire. „Der Nachweis, dass der Adamellokern und der Castellostock nicht zusammengehören, sondern erst durch eine Verwerfung zusammengebracht wurden", ist nichtig geworden. Beide sind gleichalterig, gemeinsam und in gleicher Weise entstanden.

Eine weitere Frage, die wir kurz erörtern müssen, ist die, wie man sich die Thatsache zu erklären hat, dass die aus den Bergamasker Alpen in ungefähr Ostwestrichtung herüberstreichenden Schichtsysteme in der Nähe der Tonalitmasse ein der Grenzfläche ungefähr paralleles Streichen und meist auch ähnliches Fallen annehmen. Löwl erklärte sie durch die Hypothese, dass der Tonalit noch vor der ersten, in dieser Gegend übrigens jedenfalls [1]) präcarbonischen Faltung der Schichten in sie eingedrungen sei und sie zu einer regelmässigen Kuppel aufgewölbt hätte, die dann durch ihren soliden Kern bei den späteren Faltungen erhalten worden sei. Er ist der Meinung [2]), dass, wer diese Hypothese nicht zugeben will, annehmen müsse, „dass der Tonalit die gefalteten Schichten, unter denen er zu einem Kerne aufquoll, durch die mit dem Auftrieb verbundene Spannung wieder streckte, glättete, ausbügelte, — mit anderen Worten, dass aus den ursprünglichen Falten durch Dynamo-

[1]) Das beweist das Carbon von Manno und vom Steinacher Joch.

[2]) l. c. pag. 12.

metamorphose ein periklines Gewölbe hervorging." Ich selbst hob 1890[1]) hervor, dass die nach der Erstarrung des Tonalites eingetretenen Gebirgsbewegungen die Tonalitmasse „als einen festen Klotz gegen die ihn umgebenden Schiefer" pressen mussten und dass dabei, von welcher Seite auch der Druck kam, „die geschichteten Gesteine so an die Contactfläche angedrückt wurden, dass sie, wo dies nicht schon ursprünglich der Fall war, ein im Grossen und Ganzen mit dem Verlauf der Contactfläche übereinstimmendes Streichen erhielten".

Von diesen drei Hypothesen ist die Löwl'sche durch den Nachweis des wenigstens obertriadischen Alters des ganzen Tonalites, auch wenn wir von der gar nicht existirenden regelmässigen Kuppelform absehen, unhaltbar geworden. Dass meine Hypothese sehr wohl im Stande ist, das Phänomen zu erklären, das beweist auch die bekannte Thatsache, dass es in stark gefalteten Gegenden in der Regel sehr schwer ist, discordante Auflagerung als solche zu erkennen, weil auch hier der Faltungsprocess eine Parallelstellung der ursprünglich nicht parallelen Flächen hervorzubringen bestrebt ist. Dennoch muss ich gestehen, dass ich heute in dem speciellen Falle der Adamellogruppe mehr geneigt bin, den Parallelismus[2]) der Schichten und der Contactfläche auf die Intrusion selbst zurückzuführen. Möglicher Weise haben beide Factoren zusammen das Resultat erzielt. Jedenfalls aber ergibt sich, dass der Parallelismus zwischen der Contactfläche einer plutonischen Masse und den Schichtflächen umgebender Sedimentärschichten innerhalb einer gefalteten Gegend noch keineswegs ein Beweis dafür ist, dass die Intrusion der plutonischen Masse älter als die Faltung der Schichten sei. Damit fallen aber auch die Schlussfolgerungen, die Löwl in späteren Arbeiten[3]) über das Alter des Venediger- und Granatspitzkerns in den Centralalpen machte. Diese Massen brauchen keineswegs vorpermisch zu sein, sondern können ebenso gut wie der Adamello in viel jüngeren Epochen emporgedrungen sein.

Ich habe diesem kritischen Theile der vorliegenden Arbeit nur noch eine kurze Bemerkung über den „Tonalitgneiss" der Presanella-

[1]) Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 484.

[2]) Dieser ist übrigens wohl nicht blos in der Adamellogruppe unvollständig.

[3]) Der Granatspitzkern. Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1896, pag. 639. — Der Gross-Venediger. Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1894.

gruppe hinzuzufügen, da Löwl (l. c. 1893, pag. 12, Anm. 3) sich gegen meine Annahme von der Entstehung der schiefrigen Structur des „Tonalitgneisses" durch Dynamometamorphose wendet und erklärt: „Wahrscheinlicher aber ist die Annahme, dass sie schon während der Intrusion und Erstarrung des Magmas durch den Druck beim Aufsprengen und Auftreiben der Schieferkuppel entstand. Die Begründung dieser Ansicht würde hier zu weit führen." Löwl fasst die schiefrige Structur des gneissartigen Tonalites also wohl, wenn ich ihn recht verstehe, als eine Art „Protoklasstructur" im Sinne von Brögger[1]) auf. Ich habe nun allerdings in meiner auf den „Tonalitgneiss" bezüglichen vorläufigen Mittheilung[2]) keine ausführliche mikroskopische Beschreibung der gepressten Gesteine geben können. Auch Futterer, dem ich später mein Material leihweise übergab, machte nur ganz wenige kurze Andeutungen über den mikroskopischen Befund.[3]) Ich will aber jetzt wenigstens hervorheben, dass in den „Tonalitgneissen" die Druckwirkungen auch die am spätesten erstarrten Gemengtheile, nämlich Plagioklas und Quarz, im höchsten Masse beeinflusst haben, was nur denkbar ist, wenn der Druck nach vollendeter Erstarrung des Magmas ausgeübt wurde. Es wird aber Niemand behaupten wollen, dass die Erstarrung und Verfestigung des Tonalites seiner Intrusion oder, wie Michel-Lévy vortrefflich sagt, seiner „mise en place" vorherging.

Es scheint mir also noch immer das Wahrscheinlichste zu sein, dass die schiefrige Structur des „Tonalitgneisses" ein Product der Dynamometamorphose ist. Auch die topographische Vertheilung der gneissartigen Modification des Tonalites parallel zu grossen Störungslinien[4]) und nur, wo sich diese der Tonalitmasse stark nähern, ist, wie ich schon 1891 ausführte, wenn nicht ein absoluter Beweis, so doch eine wichtige Stütze für diese Auffassung. Dennoch will ich gerne zugeben, dass auch im Adamello-Tonalite fluidale Bewegungen des nur zum Theil erstarrten Magmas local oder auf grössere Strecken eine parallele Anordnung einzelner Gesteinselemente hervorgerufen

---

[1]) Zeitschr. f. Kryst., 1890, Bd. XVI.

[2]) Tschermak's Mittheil., Bd. XII, pag. 408—415.

[3]) Neues Jahrb. f. Miner., B.-B. IX, pag. 547—548.

[4]) Tschermak's Mittheil., 1891, pag. 412—413. Vergl. auch Sitz-Ber. Akad. Berlin 1896, pag. 1036—1037.

haben können. Schon Reyer[1]) beschrieb darauf bezügliche Beobachtungen; und ich selbst kenne zahlreiche Stellen, wo Fluctuationen des Magmas eine mehr oder weniger ausgeprägte Parallelstellung der Hornblendekrystalle, beziehungsweise der Glimmerblätter hervorgerufen haben (Foppa bei Edolo, Forcella della Basse westlich vom Lago d'Arno, Val Pallobia). Doch sind die betreffenden Gesteinsvarietäten keineswegs den „Tonalitgneissen" der Presanella-Gruppe ähnlich.

Damit ist der rein kritische Theil der vorliegenden Arbeit abgeschlossen und wir gehen nun zu der Untersuchung der einzelnen periadriatischen granitischen Massen über. Wir werden dabei von neuem mit dem Adamello anfangen, aber natürlich die bereits besprochenen Verhältnisse als bekannt voraussetzen. Da es sich indessen bei den folgenden Betrachtungen oft darum handeln wird, ob unsere Kerne als Lakkolithen aufzufassen sind oder nicht, und da es mir bei der Untersuchung und Besprechung ihrer Contactbildungen nothwendig erschien, einige Aenderungen der Nomenclatur der Contactgebilde vorzuschlagen, so werde ich erst noch Lakkolithen und Contactgebilde in zwei besonderen Abschnitten behandeln.

Lakkolithen.

Durch eine vorzügliche Studie von Whitman Cross[2]) ist vor kurzem das wichtigste amerikanische Beobachtungsmaterial über Lakkolithen in zusammenhängender, übersichtlicher Form dargestellt worden, so dass der Vergleich mit unseren europäischen Verhältnissen sehr erleichtert worden ist.

Als „Lakkolith" bezeichnen nicht alle Forscher dieselben Gebilde. Die einen verbinden mit diesem Worte die Vorstellung von der regelmässigen Kuchen- oder Brotlaib-ähnlichen Gestalt, während andere eine gewisse Unregelmässigkeit in der Form auch den Lakkolithen zugestehen. Gilbert[3]) selbst sagt darüber: „If the strata

[1]) Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. I.

[2]) The laccolitic Mountain Groups of Colorado, Utah and Arizona. Fourteenth Annual Report of the Director. U. S. Geol. Survey. 1895. — Vergl. auch G. K Gilbert, Report on the Geology of the Henry Mountains. 1877. — A. C. Peale, On a peculiar type of eruptive Mountains in Colorado. 1877. — F. M. Endlich, On the erupted rocks of Colorado. 1878.

[3]) Vergl. Cross, l. c. pag. 236.

had experienced anterior displacements so as to be inclined, folded and faulted, a symmetrical growth of laccolites would have been impossible. . . . . But the typeform being known, it is to be anticipated, that in disturbed regions aberrant forms will be recognized and referred to the type." Cross fügt dem hinzu, dass Gilbert selbst alle dicken linsenförmigen Massen von intrusiven „igneous" Gesteinen „occurring at a certain geological horizon in a sedimentary complex" als Lakkolithen auffasste. Er selbst gibt an: „If regular position with regard to stratification planes be regarded as essential to the laccolite, many masses which have been described as laccolitic must be thrown out of the class. But it seems much more reasonable to include all masses as laccolites where the expansion of the body has taken place from a plane even approximately parallel to the bedding. In horizontal strata the lifting of the load by the intrusive force may be taken as the prime essential. The deviations from the type form from accidental causes are many." Man sieht also, dass sowohl der Urheber des Namens Lakkolith, wie der jetzige beste Kenner der typischen Lakkolithen Nordamerikas die Regelmässigkeit der Form nicht als wesentliche Bedingung für die Lakkolithnatur einer intrusiven Masse ansehen. Thatsächlich zeigen die schematischen Profile von Mount Hillers in den Henry Mountains (Cross, l. c. pag. 173) von Mount Marcellina (l. c. pag. 184 und pag. 236) und von Anthracite range (l. c. pag. 187) in den West Elk Mountains, sowie von dem südlichen Ende von Gothic mountain (l. c. pag. 196, Fig. 36), dass auch unter den bestbekannten Lakkolithen Nordamerikas alle Uebergänge von den regelmässig gewölbten Kuchenformen des typischen Lakkolithes zu wenigstens deutlich asymmetrischen und auf der einen Seite stockähnlich begrenzten Massen vorkommen.

Noch weiter als Cross geht in dieser Beziehung Brögger[1]), der den Unterschied zwischen „Lakkolith" und „Stock" überhaupt nicht mehr als etwas Wesentliches anerkennt, sondern sie beide zusammen den „Fussgraniten" Kjerulf—Michel-Lévy's gegenüber stellt, auf die wir später noch zu sprechen kommen werden. Er sieht das Wesentliche im Mechanismus von Lakkolithen und Stöcken darin,

[1]) Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Videnskabsselskabets Skrifter. Kristiania 1895, Nr. 7, pag. 119.

„dass überhaupt eine Intrusion oder Injection durch Bewegung des Magmas von einer tieferen Quelle in ein höheres Niveau hinauf, und dann nachträglich eine Erstarrung in dem bei der Intrusion gebildeten Raum, in grösserer oder geringerer Tiefe unterhalb der Tagesoberfläche stattgefunden haben muss. Die Form der erstarrten Eruptivmasse, ob als grosse flachgewölbte Kuchen (typische Lakkolithe) oder als grössere, mehr unregelmässig begrenzte Massen (Stöcke etc.) muss dabei relativ unwesentlich erscheinen." Mit dieser Auffassung steht Brögger indessen bisher sehr isolirt da; denn fast alle anderen Forscher, die sich mit europäischen „Lakkolithen" befasst haben, sind eifrig bemüht, diese von den „Stöcken" zu unterscheiden[1]) und verlangen gewöhnlich von den Lakkolithen ein viel höheres Mass der Regelmässigkeit als Cross und Gilbert. Auch Zirkel[2]) trennt bei der Darstellung der Lagerungsformen eruptiver Erstarrungsgesteine die Stöcke scharf von den Lakkolithen und hebt hervor, dass die letzteren „ihrem Ursprunge nach mehr den Intrusivlagern als den Stöcken verwandt sind".

Die Meinungsverschiedenheiten der bisher aufgeführten Autoren beziehen sich wesentlich auf die Form der „Lakkolithen". Einen auf ihre Genesis bezüglichen Einwand machte Eduard Suess. Während nämlich Gilbert der Ansicht war, dass das Lakkolithmagma sich in die überlagernden Schichtsysteme eindränge und dass seine Intrusion ihre Aufwölbung verursache, hält Suess[3]) es für „unbedingt nothwendig, dass der Injection der granitischen Massen die Bildung eines entsprechenden Hohlraumes vorausging . . . . . Vorgänge wie an der belgischen Faille du midi zeigen, dass ein thatsächliches Abheben einzelner Theile und ein Hinübertreten derselben über andere stattfinden kann. Dieses Abheben mag in der Tiefe, namentlich bei ungleichmässiger tangentialer Bewegung oder bei ungleichmässiger Stauung recht häufig vorgekommen sein, am häufigsten wohl in den Schieferzonen der Tiefe, welche hiezu am geeignetsten sind, und so mögen sehr grosse, mehr oder

[1]) F. Löwl, Die Granitkerne des Kaiserwaldes bei Marienbad. Prag 1885, pag. 42—43, vergl. auch (Petermann's Mittheil. 1893) in der schon citirten Arbeit pag. 3, 10, 12 des Separatabdruckes. Dort werden übrigens „untergeordnete Discordanzen" zugestanden.

[2]) Petrographie. 2. Auflage, Bd. I.

[3]) Antlitz der Erde. I. pag. 218.

minder linsenförmige Hohlräume gebildet worden sein, in welche sofort die granitische Masse eintrat, die Decke verändernd und Gänge in ihre Spalten entsendend. . . . . Das Magma trat soweit ein, als der Abstau reichte, und erstarrte in demselben zu einem felsigen Kuchen, einem wahren Batholithen." Es scheint mir aus dieser Schilderung nicht deutlich hervorzugehen, ob der Ausdruck „Batholith" den Ausdruck „Lakkolith" einfach ersetzen sollte oder nicht. In dem Werke selbst werden beide Ausdrücke ohne erkennbaren Unterschied weiter verwendet. Es ist nun aber von verschiedenen Seiten darauf hingewiesen worden, dass diese Suess'sche Hypothese unwahrscheinlich sei.[1]) Suess selbst aber gab im vergangenen Jahre in einer kurzen, geistvollen Abhandlung über den Mond[2]) dem Worte „Batholith" eine neue Definition und bezeichnet so im Sinne der noch zu besprechenden Kjerulf—Michel-Lévy'schen Fussgranithypothese granitische Massen, die „durch Aufschmelzung von unten her ihren Platz innerhalb der äusseren Theile des Erdkörpers" erhalten hätten. „Strenge würde zu scheiden sein: der Ausdruck „Batholith" für eine stock- oder schildförmige Durchschmelzungsmasse, welche mit fortschreitender Abtragung entweder den Querschnitt behauptet oder breiter wird bis in die „ewige Teufe", und der Ausdruck „Lakkolith" für einen seitlich eingedrungenen Kuchen, welcher mit der Abtragung zwar anfangs breiter werden mag, aber dann verschwindet." Als Batholithen in diesem Sinne werden die Granitmassen des Erzgebirges aufgefasst. Ueber die Entstehungsart der Lakkolithen werden keine Andeutungen gegeben, und leider wird auch nicht gesagt, ob nun unter „Stock" alle, beziehungsweise nur die unregelmässig begrenzten Aufschmelzungsmassen verstanden werden oder unregelmässig geformte Intrusivmassen im Gegensatz zu regelmässig geformten Lakkolithen. Wir werden später noch darauf zurückkommen.

Die Suess'sche Batholithhypothese in ihrer eben angeführten Form ist nichts anderes als die vor kurzem von Brögger[3]) vorzüglich dargestellte Kjerulf—Michel-Lévy'sche Fussgranit-, be-

[1]) Löwl, Kaiserwald, pag. 32, vergl. auch Zirkel, l. c. pag. 548.

[2]) Einige Bemerkungen über den Mond. Sitz.-Ber. d. Wien. Akad. 1895, Bd. CIV, pag. 52—53.

[3]) l. c.

ziehungsweise Assimilationshypothese. Es ist bekannt, dass sich Michel-Lévy[1]), Reyer[2]) und viele andere Geologen gegen die Möglichkeit der Bildung von Lakkolithen, sei es im Suess'schen, sei es im Gilbert'schen Sinne gewandt haben. So hält Reyer[2]) die amerikanischen Lakkolithen ebenso wie die granitisch-körnigen Massen des Adamello, des Fleimser- und Eisackthales, des sächsischen Erzgebirges und anderer Gegenden für submarine Oberflächenergüsse. Auch steht er, beziehungsweise stand er mit dieser Ansicht nicht allein da. Denn Suess z. B. hielt ursprünglich den Cima d'Asta- und Brixener Granit für ein Lager, und Stache fasste den Adamello als submarinen Vulcan auf. Ganz verschieden von Reyer's Annahmen ist Michel-Lévy's Hypothese, die, wie Brögger gezeigt hat, in den wesentlichen Punkten mit Kjerulf's älterer Anschauung zusammenfällt, aber von Michel-Lévy unabhängig aufgefunden, erweitert und ausführlich begründet worden ist. Es wurde ferner schon oben gesagt, dass auch die Suess'sche Aufschmelzungshypothese in allen wesentlichen Punkten mit Michel-Lévy's Assimilationshypothese übereinstimmt.

Ich werde mich bei der Darstellung dieser Anschauungen sehr kurz fassen, da Brögger die ganze Frage ausführlich und gut behandelt hat.

Die Fussgranit-, Assimilations- oder Aufschmelzungs-Hypothese besteht im wesentlichen in der Annahme, dass ein Aufsteigen flüssiger granitischer Magmen in höhere Niveaus stattfinde und dass dabei die mit dem Magma in Berührung kommenden, bereits festen Gesteinsmassen „aufgeschluckt" (Kjerulf), assimilirt (Michel-Lévy), aufgeschmolzen werden (Suess). Das Suess'sche Wort „aufschmelzen" drückt treffend gleichzeitig die Vorstellung von dem Einschmelzen und die aufsteigende Bewegung des sich vergrössernden

[1]) In einer soeben erschienenen Publication, die ich im Text nicht mehr verwerthen konnte, werden die Lakkolithen als existirend anerkannt, aber die Existenz nicht porphyrischer Gesteine als Lakkolithbildner geleugnet. (Sur quelques particularités de gisement du porphyre bleu de l'Estérel. Bull. Soc. géol. France. 1896, Heft 2—3.) Mittlerweile ist aber schon durch Löwl auch an einem alpinen granitischen Lakkolith (Granatspitzkern, l. c.) die Unterlage nachgewiesen worden. Es gibt also entgegen Michel-Lévy's Meinung sicher auch granitische Lakkolithen mit bekannter Unterlage.

[2]) Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, pag. 139, 142. Man vergleiche auch v. Fritsch, Allgemeine Geologie, pag. 85, Anm.

Magmas aus. Der Querschnitt solcher Massen, Batholithe im neuen Sinne, wird natürlich nach unten immer breiter. Es fehlt die für die Lakkolithen nachgewiesene, beziehungsweise wenigstens vorausgesetzte Unterlage. Brögger[1]) sagt daher ganz richtig: „Die wesentlichsten Theile der Hypothese sind 1. die Annahme der Einschmelzung (Assimilation) der Salbänder, 2. die „mise en place" durch langsame Aufschmelzung und die daraus resultirende Form der Tiefengesteinsmassen, nicht als intrusive „Lakkolithe", sondern als „in die ewige Teufe" fortsetzende „Batholithe"". Kjerulf's Bezeichnung „Fussgranit" deutet mehr die Position des erstarrten Magmas als Basis, Fuss der überlagernden Gesteinsmassen an.

Brögger selbst hat nun eine grosse Anzahl von Einwänden gegen die Aufschmelzungshypothese vorgebracht und mit Sicherheit erwiesen, dass sie auf die norwegischen Tiefengesteine nicht anwendbar ist. Immerhin „würde er es nicht für berechtigt halten, die nach seiner Ansicht gut begründeten Erfahrungen von dem Kristianiagebiet ohne Weiteres auch auf die oft viel gewaltigeren Granitgebiete des älteren Grundgebirges und regionalmetamorphosirter Faltengebirge überhaupt zu übertragen." Doch hält er die Aufschmelzungshypothese selbst dort für nicht wahrscheinlich. Einer der besten Gegengründe, die er für das Kristianiagebiet benützt, ist der, dass die plutonischen Gesteine im Contact mit Kalksteinmassen keineswegs einen grösseren Kalkgehalt besitzen, als wo sie mit sauren Schiefern zusammenstossen. Hätte wirklich eine Assimilation der Salbänder stattgefunden, so wäre das unmöglich.[2])

[1]) l. c. pag. 123.

[2]) Michel-Lévy wendet sich in der auf der vorhergehenden Seite (Fussnote 1) citirten Arbeit gegen Brögger's Ausführungen. Er selbst beschreibt fünf dicke Lagergänge seines „porphyre bleu . . . . , dont trois méritent, par leur épaisseur, le nom de laccolite" (pag. 124). Er unterscheidet scharf zwischen Lakkolithen und Aufschmelzungsmassen und gibt zu, dass erstere ebenso wie die schnell erstarrten Oberflächen seiner Aufschmelzungsmassen keine Einschmelzung der im Contact befindlichen Schichten hervorgebracht hätten. „Dans les appareils granitiques, les contacts supérieurs, où le refroidissement a été brusque, participent souvent des propriétés des laccolites; mais en profondeur les racines de ces appareils agissent puissamment sur les parties de l'écorce terrestre, entre lesquelles ils ont été injectés." (pag. 125—126.) Offenbar steht aber dieses Zugeständnis im Widerspruch mit seiner Theorie der „mise en place". Denn wenn die Granitmassen wirklich durch Aufschmelzung ihren jetzigen Hangendcontact erreicht hätten, so könnte die Abkühlung an der oberen Contactfläche gar keine besonders schnelle sein, und wir

Vergleichen wir jetzt noch kurz einige andere Hypothesen, die zur Erklärung der Entstehung granitisch-körniger Massen, wie sie im periadriatischen Senkungsgebiet auftreten, benützt worden sind.

Eine jetzt fast verschwundene, aber früher zahlreiche Geologen in ihren Reihen zählende Schule ist die, welche in unseren granitischen Kernen entweder die normalen chemischen Niederschläge oder mechanische, aber schon während des Absatzes durch Diagenese im Sinne Gümbel's[1]) umgewandelte Sedimente alter Meere von höherer Temperatur und auch sonst anderen chemisch-physikalischen Bedingungen erblickt, als die unserer heutigen Meere sind. Ich führe als Beispiel nur an, dass der Granit von Baveno und der Gotthardtgranit von der Fibbia in der ersteren Weise von einigen Geologen aufgefasst wurden, bis Struever die gänzliche Haltlosigkeit ihrer Annahme nachwies.

Eine andere, noch häufiger vertheidigte Hypothese glaubt in den Graniten ebenso wie in den Gneissen und krystallinen Schiefern nach ihrem Absatze metamorphosirte mechanische Sedimente von ursprünglich normaler Beschaffenheit zu erkennen. So hielten z. B. Gerhard vom Rath den Juliergranit, Baretti und Sacco den Granit von Baveno für richtungslos struirte Gneisse metamorpher, nicht eruptiver Natur. Ja, einzelne Autoren haben auch die Ursache der Richtungslosigkeit in der Anordnung der Gemengtheile solcher Granite festzustellen gesucht und angenommen, dass sie durch Druck hervorgebracht sei[2]), während doch alle unsere Erfahrungen und insbesondere das Experiment ergeben haben, dass der Druck gerade umgekehrt die richtungslose Structur in

müssten dort ganz ebenso wie an den Seiten-Contacten eine bisher nirgendswo sicher nachgewiesene chemische Beeinflussung des Eruptiv-Magmas je nach der chemischen Natur der eingeschmolzenen Contactgesteine erwarten. Interessanter sind Michel-Lévy's Einwände gegen die Differentiations-Hypothese, obwohl auch hier der Vergleich mit in ganz kleinem Massstabe im Laboratorium ausgeführten synthetischen Versuchen wenig überzeugend wirkt.

[1]) Geogn. Beschreibung. Ostbayr. Grenzgeb. 1868, pag: 838; vergl. auch Kalkowsky, Glimmerschiefergebirge von Zschopau u. s. w. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, pag. 747.

[2]) G. Piolti, Gneiss tormalinifero di Villar Focchiardo (Val di Susa). Atti Accad. Scienze. Torino 1889. Vergl. auch die bei Piolti citirte Arbeit Zaccagna's.

Parallelstructur zu verwandeln strebt und höchstens primäre Schieferung durch secundäre ersetzt.

Zwei andere Hypothesen, die indessen auf die periadriatischen Granitmassen niemals angewandt wurden, sind: 1. dass die granitischen Gesteine Reste der ursprünglichen Erstarrungskruste der Erde darstellen, 2. dass sie und die krystallinen Schiefer umgewandelte Tuffe von Eruptivgesteinen seien.[1])

Die letzte, aber wichtige Hypothese, die ich anzuführen habe, ist die, dass unsere Granitkerne die unterirdisch in Vulcanschloten erstarrten Aequivalente oberirdisch zum Ausbruch gekommener Laven, also im Suess'schen Sinne Vulcan-Narben seien. Das wird z. B. für den Cima d'Asta-Granit und für die granitischen Gesteine des Fassa- und Fleimser Thales behauptet. Diese Hypothese ist indessen niemals von ihren Verfechtern so eingehend beschrieben worden, dass die hypothetischen oder wirklich beobachteten Narben je nach ihrer Form besondere Namen erhalten hätten, obwohl es evident ist, dass sie sowohl den Batholithen (im neuen Sinne), wie den Lakkolithen oder den Stöcken in der Form und „mise en place" entsprechen können. Ich schlage vor, sie als Narben-Batholithen, Narben-Stöcke und Narben-Lakkolithen von den echten Gebilden dieses Namens zu unterscheiden. Dabei will ich als Batholithen alle Fussgranite oder Aufschmelzungsmassen im Sinne von Kjerulf, Michel-Lévy und Suess bezeichnen, gleichgiltig ob ihre Form eine regelmässige oder unregelmässige ist und Beziehungen zu den Schichtflächen umlagernder Sedimente erkennen lässt oder nicht. Als Lakkolithen bezeichne ich mächtigere, nicht planparallele Intrusivmassen, die, in einem bestimmten geologischen Niveau eingeschaltet, wenigstens im grossen und ganzen einen Parallelismus zwischen ihrer Grenzfläche und den Schichtflächen der sie einschliessenden Sedimente erkennen lassen, gleichgiltig, ob die Form sonst regelmässig ist oder nicht, ob sie eine Hebung der über ihnen befindlichen Schichten verursacht haben oder nicht, ob die Grundfläche horizontal oder gebogen ist. Sie sind mit den echten ganz unregelmässigen Stöcken vom Typus des Neu-

[1]) Echte Tuffe von plutonischen Gesteinen sind unbekannt. Von den von Reyer beschriebenen konnte ich nachweisen, dass sie Contactproducte oder Eruptivgesteine sind. Der von Traverso jüngst beschriebene Diorittuff ist nach Porro eine Reibungsbreccie.

decker Granites[1]) durch Uebergangsformen verbunden, die bei einem unvollkommeneren Parallelismus zwischen Contact- und Schichtflächen sich auch durch Wechsel des geologischen Contact-Niveaus auszeichnen. Zu diesen Stock-Lakkolithen oder Lakkolithstöcken gehört, wie im Folgenden gezeigt werden wird, der Adamello. Die Existenz solcher Uebergangsformen beweist, dass Brögger Recht hat, wenn er die Differenzen zwischen Stöcken und Lakkolithen nicht als etwas Wesentliches auffasst. Hinsichtlich des Mechanismus der „mise en place" von Stöcken und Lakkolithen glaube ich, dass das Einbrechen und Einsinken von Schollen der Erdkrustenwölbung in tiefere Magmabassins[2]) den Druck liefert, der die Magmen in höhere Niveaus aufpresst und eventuell je nach seiner Stärke auch höhere Theile der bedeckenden Kruste heben kann. Wird der Druck sehr gross und bilden sich Spalten bis zur Erdoberfläche, so kann das Magma bis zu dieser emporgepresst werden und Vulcane bilden. — Nimmt man diese auch von Brögger (l. c. pag. 143) vertretene Anschauung an, so muss man zugeben, dass granitische Massen Gebirge heben können, und diese Anschauung wird sich nur insofern von der einer nun bereits entschwundenen Generation unterscheiden, als wir die hebende Kraft nicht als eine mystische Eigenschaft des flüssigen Magmas an sich betrachten. Sie ist nichts anderes als der durch das Einsinken von festen Schollen in einen geschlossenen, mit Flüssigkeit erfüllten Behälter hervorgebrachte Druck.[3])

Unsere Granitkerne könnten demnach wenigstens theoretisch sein:

---

[1]) Bis jetzt fehlt der Nachweis, dass die Erzgebirgs-Granite wirklich Aufschmelzungsmassen seien.

[2]) Beziehungsweise in das freilich sehr zweifelhaft gewordene flüssige Erdinnere.

[3]) Ich hoffe deshalb, dass man nun bald wieder der Frage näher treten wird, ob die grossen Höhen, welche unsere granitischen Massen in manchen Theilen der Alpen einnehmen, denn wirklich nur von ihrem grösseren Erosionswiderstand herrühren oder gar nur ein Spiel des Zufalls sind. In der nördlichen Adamellogruppe muss die den Tonalit bedeckende Trias an ihrer Basis eine Höhe von über 3600 Meter gehabt haben, was mir nur durch eine wirkliche Hebung erklärbar erscheint.

- I. Eruptive Erstarrungsgesteine
  - an der Oberfläche erstarrt
    - Erste Erstarrungskruste
    - Oberflächenergüsse
      - submarin
      - subaërisch
  - unterirdisch erstarrt
    - Batholithen (Aufschmelzungsmassen)
    - Intrusivmassen
      - Lakkolithen
      - Stöcke
    - Narben
      - Narben-Batholithen
      - Narben-Lakkolithen
      - Narben-Stöcke.
- II. Sedimente
  - Tuffe von Eruptivgesteinen (subaërisch / submarin) aufgehäuft
  - Chemische Sedimente
  - Beim Absatz diagenetisch metamorphosirte mechanische Sedimente
  - Nach dem Absatz metamorphosirte mechanische Sedimente.

Diese Entstehungsweisen scheinen mir alle Möglichkeiten zu erschöpfen. Gangstöcke sind nur Varietäten der Stöcke und die von Michel-Lévy beschriebenen vier Formen seiner Aufschmelzungsmassen, die „culots, ellipses, dikes, massifs irréguliers“ sind ja nur unwesentlich verschiedene Erscheinungsweisen der Batholithen.

Zum Schlusse muss ich noch einige Worte über die Contactflächen granitisch-körniger Massen sagen, da in dieser Beziehung weitgehende Meinungsverschiedenheiten herrschen. Während nämlich die grosse Majorität der lebenden Geologen und Petrographen in dem Vorhandensein einer sogenannten Contactmetamorphose den Beweis von primärem Intrusivcontact[1]) erblickt, stehen einzelne bedeutende Forscher dieser Erscheinung wesentlich skeptischer gegenüber. Sie nehmen an, dass die betreffenden Sedimente sich auch discordant auf schon erstarrtem Granit hätten ablagern können, dass dann „bei späteren Lagerungsstörungen und Pressungen ein Theil des Granites zermalmt und dadurch oberflächlich in einen halbplastischen Zustand gebracht, auch der auflösenden Kraft der

[1]) Hier sehe ich natürlich von unwesentlichen kleinen Verschiebungen innerhalb der Contactzonen ab.

Gewässer stark ausgesetzt worden sei, so dass eine Wiederverfestigung des zu Grus zermalmten Granites und eine Erhärtung der aufgelagerten Schiefer durch eindringende Silicatlösungen eintreten konnte, welche in Spalten die granitähnlichen Mineralaggregate auskrystallisiren liessen..... Auf die Wirkungen solcher Silicatlösungen an Gesteinsgrenzen sind Hornfelsbildungen auch aus dem Grunde am besten zurückzuführen, weil eine eigentliche Glutspur in keiner Weise erkennbar ist." [1]) Dieselben Forscher, die diese Anschauung vertreten, fassen die von Anderen beschriebenen Gänge und Apophysen granitischer Massive in der Regel entweder, wie schon erwähnt, als Secretionsgänge oder als von der Erosion verschont gebliebene gratartige Vorsprünge auf, zu beiden Seiten derer sich die Sedimente discordant abgesetzt hätten. Freilich gesteht v. Fritsch zu, dass der Brockengranit des Harzes an der steinernen Renne und an anderen Stellen Einschlüsse enthält, „die man nicht anders denn als Hornfels-Einschlüsse bezeichnen kann". Diese Beobachtung reicht aber bereits aus, um die geschilderte Hypothese für den Brockengranit umzustossen. Auch finden sich in der Umgebung vieler granitischen Massen Gänge von solcher petrographischen Beschaffenheit, dass die Entstehung durch wässerige Secretion ausgeschlossen ist (z. B. Valletta di Sonico, nördliche Adamellogruppe), während an anderen Orten ihre geringe Neigung, ihr Auskeilen in feine Apophysen und viele andere Verhältnisse es ausschliessen, dass es sich um Erosionsrippen handeln könne. Da ich nun bei den in der vorliegenden Arbeit behandelten granitischen Massen theils echte Einschlüsse der Nebengesteine, theils echte Apophysen beobachtet habe, auch niemals Fragmente oder Detritus von ihnen in den Nebengesteinen habe auffinden können, so lasse ich die beschriebene Hypothese, die mir auch für andere Gegenden nicht wahrscheinlich ist, hier ohne Weiteres beiseite. Bemerken will ich nur noch, dass wir von Klausen, Predazzo und dem Adamello in Glaseinschlüssen innerhalb der Contactbildungen auch die vermisste „Glutspur" kennen. [2])

---

[1]) K. v. Fritsch, Allgemeine Geologie, Stuttgart 1888, pag. 295—296.

[2]) Vielleicht gehören zu dieser Classe von Erscheinungen auch die Glaseinschlüsse im gneissigen Granit des St. Gotthard (v. Chroustchoff, Bull. Soc. Min. France, 1884, Vol. VII), deren secundäre Entstehung mir durchaus nicht wahrscheinlich ist. — Interessant sind ferner die Glaseinschlüsse im Quarz eines von Biotitgranit metamorphosirten Thonglimmerschiefers in der Columbischen Central-

Nomenclatur der Contactbildungen plutonischer Gesteine. [1])

Eine der ältesten Errungenschaften der petrographischen Geologie ist die Kenntnis weitgehender, von Tiefengesteinen hervorgerufener Metamorphosen angrenzender Nebengesteine. Die Producte dieser Contactmetamorphosen erhielten je nach den Eigenschaften, die ihren Monographen am meisten auffielen, besondere Namen, wie Knotenglimmerschiefer, Kalksilicatfels, Grauwackenhornfels u. s. w. Gern wurden sie alle zusammen als „Contactgesteine" bezeichnet, obwohl sie ja strenge genommen keine unabhängigen Gesteinsbildungen, sondern nur locale Modificationen anderer präexistirender Gesteine sind. Da sie indessen an vielen, weit entfernten Punkten der Erdoberfläche mit ganz constanten Gesteinsmerkmalen wiederkehren, und da auch die zahlreichen Anhänger der Theorie von der metamorphen Entstehung krystalliner Schiefer aus mechanischen Sedimenten sich nicht scheuen, von Gneissen, Glimmerschiefern u. s. w. zu sprechen, wo es sich um umgewandelte Thonschiefer, Grauwacken und Sandsteine handeln mag, und sie als „Gesteine" zu beschreiben, so ist der Gebrauch der Bezeichnung „Contactgesteine" wohl nicht ganz zu verwerfen. — Die speciellen für Contactgesteine im Gebrauche befindlichen Namen sind nach verschiedenen Principien gebildet. „Kalksilicatfels" und ähnliche Namen beziehen sich auf die chemische, „Andalusitglimmerfels" und Analoga auf die mineralogische Zusammensetzung. „Hornfelse" waren compacte, makroskopisch hornähnliche, der Schieferung entbehrende Gesteine, deren Namen später freilich auch auf zahlreiche andere, gröberes Korn und schieferige Structur besitzende Gebilde ausgedehnt wurden. Bezeichnungen wie „Grau-

---

cordillere. Hettner und Linck, Zeitschr. Deutsch. geol. Ges., 1888, pag. 217. — Auch die von Sigmund beschriebenen Glaseinschlüsse im Granit von Predazzo sind, wie jetzt sicher feststeht, nicht durch „Melaphyr"-Frittung erzeugt, da der „Melaphyr" älter ist als der Granit, sondern wahrscheinlich durch schnelle Abkühlung des Granites nahe der Grenze.

[1]) Ich bemerke ausdrücklich, dass der Grund, weshalb ich im Folgenden einige neue Namen vorschlage, nicht der Wunsch ist, selbst der Vorschlagende zu sein, sondern das mir erwiesen scheinende Bedürfnis nach neuen Bezeichnungen. Ich bin aber sehr gern bereit, meine Vorschläge zu modificiren oder ganz zurückzuziehen, wofern nur andere Berufenere sich der Sache wirklich annehmen wollen.

wackenhornfels" endlich erinnern an das ursprüngliche Substrat des Contactgesteins, indem sie gleichzeitig die erlittene Metamorphose andeuten. Wir haben also mehrere Classificationsprincipien, deren jedes eine gewisse Existenzberechtigung besitzt, ohne dass indessen irgend eines von ihnen jemals consequent zur Durchführung einer einheitlichen Nomenclatur benützt worden wäre. Ja, es kann getrost behauptet werden, dass es kein anderes Gebiet der Petrographie gibt, auf dem der Willkür des Einzelnen bei der Benennung wichtiger Gesteinsmassen ein grösserer Spielraum gelassen ist, als das der Contactmetamorphose. Infolgedessen ist es sehr schwer, sich aus den Beschreibungen ein Bild zu machen; und das schadet natürlich wieder, wenn es sich darum handelt, aus den Specialergebnissen der einzelnen Beobachter allgemeine Schlussfolgerungen zu ziehen. Da ich nun im Verlaufe dieser Arbeit die Contactproducte einer grösseren Anzahl von granitischen Kernen kurz zu beschreiben[1]) habe, meist ohne auf Einzelheiten einzugehen, so war es mir wichtig, mich kurzer und doch klarer Bezeichnungen bedienen zu können. Und darum habe ich die folgenden Darlegungen einfügen müssen.

In den meisten untersuchten Contacthöfen lässt sich wenigstens eine äussere Zone schwacher Metamorphose von einer inneren Zone intensiver metamorphischer Einwirkung unterscheiden. So zerfallen bekanntlich die durch die classische Arbeit von Rosenbusch[2]) berühmt gewordenen Contacthöfe der granitischen Gesteine der Vogesen in die drei Zonen: 1. Der Knotenthonschiefer, 2. der Knotenglimmerschiefer, 3. der Hornfelse und schiefrigen Hornfelse. An dem Westabhang der südlichen Adamellogruppe finden wir im Muschelkalk[3]) eine äussere Zone von meist anscheinend ganz normalem, aber von Dipyrprismen durchspicktem Kalkstein, die einer inneren marmorisirten und mit Granat und Vesuvian erfüllten Kalksilicat-Hornfelszone Platz macht. Die permischen Sandsteine und Grauwacken der Val Camonica bilden eine äussere Contactzone, in der der Meta-

[1]) Ausführliche Beschreibungen werde ich demnächst in besonderen Arbeiten publiciren.

[2]) Die Steiger Schiefer. Abhandl. geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I, H. 2, 1877.

[3]) Tschermak's Mittheil., Bd. XV, 1895, pag. 180—181.

morphismus wie in der Val Daone [1]) nur schwach durch Neubildung von Biotit, Turmalin und Magnetit, sowie durch beginnende Krystallisation des Cementes angedeutet ist, und eine innere Zone, in der die Umkrystallisirung des Gesteinsmateriales vollständig und der Hornfelscharakter der erzeugten Gebilde unverkennbar ist. [2]) — In allen diesen und ähnlichen Fällen können wir die vollständig umkrystallisirten Contactgebilde der inneren Zone in einen Gegensatz stellen zu den nur wenig durch Metamorphismus umgestalteten und in ihrem äusseren Habitus noch leicht das Urgestein erkennen lassenden Gebilden der äusseren Zonen, obwohl ja natürlich nicht nur theoretisch, sondern auch praktisch alle möglichen Uebergänge zwischen den extremen Gliedern existiren. Ich selbst habe nun früher [3]) Contactgebilde der inneren Zone von nicht wirklich hornfelsartig compactem Gefüge als Contactfelse von den echten Hornfelsen unterschieden und den schiefrigen Hornfelsen Contactschiefer gegenübergestellt. Da ich mich indessen davon überzeugt habe, dass man schon früher in zahlreichen Contacthöfen die Bildungen der inneren Zonen ohne Rücksicht auf die Grösse des Kornes als schiefrige oder nicht schiefrige Hornfelse bezeichnet hat, so ziehe ich die Ausdrücke „Contactfels" und „Contactschiefer" in dem Sinne, wie ich sie bisher gebraucht hatte, zurück und werde von jetzt an ganz allgemein die vollständig umkrystallisirten Bildungen der inneren Contactzonen als Hornfelse [4]) und schiefrige Hornfelse [4]) bezeichnen. Es ist nun allerdings wahr, dass, wie auch Zirkel [5]) hervorgehoben hat, die eigentlichen „Leptynolithe" der französischen Geologen und Petrographen sich nicht genau mit den „schiefrigen Hornfelsen" decken, insofern als sie eine viel vollkommenere Schieferung besitzen als diese. Indessen wird man im Interesse einer einheitlichen Nomenclatur gut thun, conventionell „schiefriger Hornfels" für alle vollständig umkrystallisirten schiefrigen Producte innerer

---

[1]) Giornale di Mineralogia, Pavia 1894, pag. 97—147.

[2]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045—1047.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 486. — Neues Jahrb., Beil.-Bd. VII, pag. 482.

[4]) Ich schlage im Interesse der internationalen Verständigung vor, in den romanischen Sprachen den bisher sehr verschieden verwendeten Terminus „Cornubianit" für „Hornfels" und „Leptynolith" für „schiefriger Hornfels" zu gebrauchen.

[5]) Petrographie, 2. Aufl., Bd. II, pag. 86.

Contactzonen zu sagen und die echten „Leptynolithe“ von den echten unvollkommen schiefrigen Hornfelsen als „vollkommen schiefrige Hornfelse“ zu trennen.

Für die Gebilde der äusseren Contactzonen, in denen das Urgestein meist noch leicht erkennbar oder nachweisbar ist, wurden bisher die allerverschiedenartigsten Bezeichnungen gewählt, je nach dem am meisten in die Augen fallenden Charakter. Man vergleiche z. B. Knotenthonschiefer, Dipyrkalkstein, Chiastolithschiefer u. s. w. Es hätte nun gewiss keinen Sinn, diese zum Theil alten und gut eingebürgerten Namen abschaffen zu wollen, obgleich es kaum zu leugnen ist, dass man auch nicht contactmetamorphe Knotenthonschiefer oder Knotenglimmerschiefer auffinden könnte, und dann, was jedenfalls zu vermeiden wäre, denselben Namen für ein Contactgebilde und ein normales Gestein hätte. Aus diesem Grunde schlage ich vor, alle hieher gehörigen Producte der äusseren Contactzonen, in denen das Urgestein noch leicht erkennbar und sein ursprünglicher Charakter nur schwach durch Contactmetamorphose verändert ist, durch Vorsetzung des Wortes „Contact“ vor den Namen des Urgesteins zu einer den Hornfelsen entgegengesetzten Gruppe zusammenzufassen. Ich werde also z. B. sagen „Contactsandstein“ für ein wenig verändertes, noch deutlich als Sandstein erkennbares Gestein einer äusseren Contactzone.[1]) Ich werde „Knotenthonschiefer“ und „Knotenglimmerschiefer“ als specielle Varietäten von „Contactthonschiefern“ gelten lassen, „Contactphyllit“ für ein noch deutlich als ursprünglicher Phyllit erkennbares Gestein sagen, „Andalusit-Contactphyllit“, wenn dies Gestein durch Andalusitgehalt ausgezeichnet ist.[2]) — Dass diese Unterscheidung nothwendig ist, geht schon aus den angeführten Beispielen hervor; denn Andalusitphyllite

[1]) Ich habe diesen Namen bereits angewendet. (Giornale di Mineralogia, Pavia 1894, pag. 97—147.)

[2]) Andalusit-Contactphyllite treten, wie aus der Beschreibung Riva's und seinen mir freundlichst zur Verfügung gestellten Schliffen hervorgeht, in dem Contacthofe des Quarzglimmerdiorites von Rino auf. (Vergl. pag. 118 dieser Arbeit, Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1045, Riva, Atti Soc. Ital. Sc. nat. 1896.) Als „schiefrige Hornfelse“ möchte ich diese Gesteine nicht bezeichnen, da in ihnen, wie ich in Uebereinstimmung mit Riva constatire, nicht nur die ursprüngliche Structur, sondern auch der grösste Theil des ursprünglichen Mineralbestandes erhalten ist.

und Biotitsandsteine mit etwas Turmalin und Magnetit können ganz gut existiren und kommen auch wirklich vor, ohne irgend etwas mit der Contactmetamorphose zu thun zu haben.

Wir haben also nun die Contactgebilde in zwei grosse, zwar allmählich in einander übergehende, aber doch in ihren Extremen deutlich von einander getrennte Gruppen geschieden. Während für die Gebilde der äusseren Zonen[1]) eine besondere Classification ganz unnöthig ist, da sie sich naturgemäss je nach dem Charakter ihrer Urgesteine gliedern lassen, wird man die Nothwendigkeit einer systematischen Classification der Hornfelse nicht verkennen können. — Das erste und wichtigste Princip wird dabei natürlich dasjenige sein, welches die Contactgebilde nach ihrem ursprünglichen Substrate unterscheidet. Dazu ist aber keine neue Namengebung nothwendig, da wir schon seit langer Zeit von „Grauwackenhornfelsen", „Thonschieferhornfelsen" u. s. w. sprechen und darunter aus Grauwacken, beziehungsweise Thonschiefern hervorgegangene Hornfelse verstehen. Es ist nur nöthig conventionell festzulegen, dass bei dieser Bezeichnungsweise der Name des Urgesteins immer vor das Wort „Hornfels" gesetzt wird, also z. B. „Gneisshornfels" für einen imaginären, aus Gneiss hervorgegangenen Hornfels gesagt wird, nicht „Hornfelsgneiss".

Man könnte nun die Meinung vertreten, dass diese Unterscheidung nach dem ursprünglichen Material der Hornfelse vollständig genüge; das ist aber nicht der Fall, da z. B. die Phyllithornfelse deutlich mineralogisch und structurell verschiedene Gebilde umfassen können, deren Unterschiede auch in dem Namen ausgedrückt zu werden verdienen. Umgekehrt brauchen sich z. B. Thonschieferhornfelse weder chemisch, noch mineralogisch von Phyllithornfelsen zu unterscheiden.

Daher ist von Alters her ein zweites Classificationsprincip angewendet worden, insofern als man den chemischen Bestand der Hornfelse zur Unterscheidung benützte. Indessen bildete man hier nur zwei grosse Gruppen, nämlich die sogenannten Kalksilicathornfelse und die keinen besonderen Namen tragenden, aber an

---

[1]) Zu diesen rechne ich natürlich auch die Gebilde schwach metamorphosirter und deshalb keine Zonengliederung erkennen lassender Contacthöfe, die in ihrer Gesammtheit eigentlich nur einer äusseren Contactzone entsprechen.

Kalksilicaten armen Hornfelse. Weitere Gruppen sonderte man nicht ab, obwohl z. B. an Cordierit, Biotit und stellenweise auch an Spinell reiche Hornfelse[1]) ganz gut etwa als Magnesia-Thonerdesilicathornfelse hätten abgeschieden werden können. Auch unter den Kalksilicathornfelsen hätten die häufigen „Kalkthonerdesilicathornfelse" von den selteneren thonerdearmen oder -freien Kalksilicathornfelsen getrennt werden können. Der Grund zu dieser berechtigten Vernachlässigung des chemischen Principes besteht in den zahllosen Uebergängen, die alle Typen mit einander verbinden und in der Seltenheit von chemisch kurz definirbaren reinen Typen.

Eine eingehendere und praktischere Classification der Hornfelse können wir bis jetzt, wahrscheinlich aber auch in Zukunft nur dadurch erzielen, dass wir ihre mineralogische Zusammensetzung[2]) als Kriterium benützen. — Wenn ein Hornfels wesentlich aus einem oder zwei Mineralien besteht, so ist die Benennung natürlich ohne weiteres durch Zusammensetzung der Mineralnamen mit dem Worte „Hornfels" möglich; und Bezeichnungen wie „Quarz-Biotit-Hornfels" oder „schiefriger Andalusit-Biotit-Hornfels" sind Jedem ohne weiteres verständlich. Schwieriger wird aber die Bezeichnung von Hornfelsen, die aus ungefähr gleichen oder doch nicht wesentlich verschiedenen Mengen von drei, vier oder mehr Mineralien bestehen. Man hat sich in diesem Falle damit geholfen, dass man nur eines der betreffenden Mineralien, und zwar in der Regel dasjenige im Gesteinsnamen zum Ausdruck brachte, welches das Interesse des Beobachters sei es durch Seltenheit überhaupt, sei es durch Seltenheit in Contactbildungen auf sich zog. So findet man das Wort Andalusithornfels gebraucht für Hornfelse, die aus ziemlich gleichen Mengen von Andalusit, Biotit und Quarz bestehen oder in denen mitunter sogar der Andalusit sehr viel seltener ist als Quarz und Biotit. Das Gleiche gilt von „Cordierithornfels" und ähnlichen Namen. Ich schlage nun im Interesse einer einheitlichen Nomenclatur vor, davon Abstand zu nehmen und unter *X*-Hornfels nur Hornfelse zu verstehen, die wesentlich von dem Mineral *X* gebildet werden, für

[1]) Wie sie in der Adamellogruppe, bei Klausen, im Odenwald und an anderen Orten vorkommen.

[2]) Ich bemerke ausdrücklich, um Missverständnissen vorzubeugen, dass dabei natürlich auch die Quantitäten der Gemengtheile berücksichtigt werden müssen, so dass also auch dieses Princip der chemischen Zusammensetzung Rechnung tragen muss.

Hornfelse aber, die aus drei und mehr wesentlichen Gemengtheilen bestehen, wofern diese Mineral-Combination durch Häufigkeit und Quantität Wichtigkeit gewinnt, besondere Namen zu wählen. Um aber dabei nicht ganz unnützerweise die Nomenclatur durch eine grosse Anzahl von neuen Localnamen oder gar auf andere Weise gebildeten Namen zu belasten, schlage ich weiter vor, die Namen der normalen krystallinen Schiefer für die bei Hornfelsen vorkommenden gleichen Mineralcombinationen zu verwerten, sie aber durch Voransetzung des Wortes Hornfels von den echten krystallinen Schiefern zu unterscheiden. So würde denn ein schiefriger oder nicht schiefriger „Hornfelsgneiss" ein aus Quarz, Glimmer und Feldspath zusammengesetzter Hornfels, ein Hornfels-Cordieritgneiss ein aus Cordierit, Quarz, Glimmer und Feldspath zu ziemlich gleichen Theilen zusammengesetzter Hornfels sein. Gegen dies Princip kann man einwenden, dass ein solcher aus Quarz, Glimmer und Feldspath bestehender Hornfels ja kein „echter Gneiss" sei. Da man aber unter den „echten Gneissen" sicher auch sogenannte regionalmetamorphe und dynamometamorphe mechanische Sedimente aufführt, so kann ich nichts Tadelnswertes darin finden, auch contactmetamorphe Gesteine von gleicher mineralogischer Zusammensetzung so zu nennen, vorausgesetzt natürlich, dass man durch Voransetzung des Wortes „Hornfels" die besondere Entstehung dieser Gesteine kennzeichnet.

Im Folgenden will ich nun einige der wichtigsten unter den Hornfelsen vorkommenden Mineralcombinationen anführen und ihre Namengebung kurz besprechen.

Combination: Quarz-Glimmer. (Ramberg.) Nicht schiefrig: Quarzglimmerhornfels. Schiefrig: Hornfelsglimmerschiefer.

Quarz-Feldspath. (Adamello-Gruppe.) Schiefriger oder nicht schiefriger Quarz-Feldspath-Hornfels oder Hornfels-Granulit.[1])

Quarz-Feldspath-Glimmer. (Monte Aviolo.) Schiefriger und nicht schiefriger Hornfelsgneiss.

Glimmer-Feldspath. (Val Finale bei Edolo.) Schiefriger und nicht schiefriger Glimmer-Feldspath-Hornfels. Da diese Combination indessen häufig in Verbindung mit einem dritten Minerale, z. B. Andalusit oder Cordierit, vorkommt, so empfiehlt es sich, dafür

[1]) Wem es widerstrebt, „Granulit" in diesem Sinne zu verwenden, kann Leptynit sagen.

einen gleichbedeutenden Localnamen zu schaffen, der dann eine wesentliche Abkürzung ermöglicht. Ich schlage vor: Edolit und dementsprechend, schiefriger und nicht schiefriger Hornfels-Edolit, im Falle der Combination mit einem dritten Mineral *A*, Hornfels-*A*-Edolit.

Glimmer-Andalusit. (Torrente Maso, Cima d'Asta.) Andalusitglimmerhornfels. Doch schlage ich aus demselben Grunde wie bei der Combination Glimmer-Feldspath, hier als gleichbedeutend „Astit" und demgemäss „Hornfels-Astit" vor.

Glimmer-Cordierit. (Monte Aviolo.) Cordierit-Glimmer-Hornfels und damit gleichbedeutend: Aviolit, beziehungsweise Hornfels-Aviolit.

Andalusit-Quarz-Glimmer. (Cima d'Asta, Bono in Sardinien[1]), Vogesen.) Die schiefrige Varietät kann man entweder „Hornfels-Andalusitglimmerschiefer" oder „schiefriger Hornfels-Quarz-Astit" nennen. Wenn das Gestein nicht schiefrig ist, wird man wohl immer „Hornfels-Quarz-Astit" zu sagen vorziehen.

Cordierit-Quarz-Glimmer. (Adamellogruppe.) Nicht schiefrig: Hornfels-Quarz-Aviolit. Schiefrig: Ebenso oder „Hornfels-Cordieritglimmerschiefer."

Cordierit-Feldspath. (Seeben bei Klausen.) Für diese Combination würde „Cordierit-Feldspath-Hornfels" ausreichen, wenn nicht, wie in dieser Arbeit gezeigt werden wird, häufig andere Minerale sich als wesentliche Gemengtheile dazu gesellten. Ich schlage daher als gleichbedeutend „Hornfels-Seebenit" vor.

Quarz, Feldspath, Amphibol. (Adamellogruppe.) Hornfels-Amphibolgneiss.

Beschreibung der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

Randbogen.

I. Adamello.[2])

Im Folgenden zähle ich zuerst die verschiedenen Hypothesen über das Alter und die Entstehung der Tonalitmassen des Adamello auf.

[1]) Nach einer freundlichen Mittheilung meines Freundes, Dr. Riva.

[2]) Man vergleiche die hier nicht besonders citirte Literatur in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 554—556 und pag. 451—453.

1. Sie wurden von Curioni[1]), Stache und Reyer für submarine Oberflächenergüsse gehalten. Letzterer glaubte auch Tuffe des Tonalites zu finden, und zwar hielt er dafür bestimmte in der Val Daone und an der Uza auftretende Gesteinsvarietäten. Stache fasste die dem Tonalit benachbarten Gebilde als zwischen Tonalitlaven abgelagerte und daher primär hochgradig metamorphe Sedimentärschichten auf. — Curioni hielt die „emersione" des Tonalites für carbonisch; Reyer nahm an, dass die Eruptionen sich in drei verschiedenen Epochen wiederholt hätten, nämlich in den Zeiten der Ablagerung der krystallinen Schiefer, des Grödener Sandsteins und der Trias. Stache glaubte gleichfalls an mehrere Eruptionsepochen, und zwar an eine azoische, permische und triadische, gerieth aber später doch in Zweifel darüber, ob wirklich einem Theile des Tonalites azoisches Alter zugeschrieben werden müsse oder nicht.

2. Die zweite Hypothese war die von dem um die Erforschung der Adamello-Gruppe hochverdienten Lepsius aufgestellte. Da sie indessen von diesem selbst nicht mehr vertreten wird, so kann ich hier von einer Besprechung absehen. Man vergleiche darüber Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beil.-Bd. VII, pag. 486, Anm. 1.

3. Der Tonalit des Adamello wird für ein intrusives, unterirdisch erstarrtes Gestein gehalten. Das ist die für den Tonalit der sogenannten Freronegruppe von Finkelstein, für die gesammte Adamellogruppe zuerst von mir vertretene, später auch von Löwl angenommene Anschauung. Suess spricht sich zwar über das Alter, aber nicht über den Erstarrungsort des Tonalites aus. Er sagt nämlich: „Es mögen Meinungsverschiedenheiten darüber bestehen, ob man dasselbe (Tonalitgebirge) als Narbe oder als Lakkolith aufzufassen habe, das heisst, ob die vulcanische Masse in der That zur Eruption an der Erdoberfläche gelangte oder nicht. Zur Aufhellung dieser Frage verfolgen wir nun zunächst den Stock in seinem weiteren Verlaufe gegen Nordnordost."[2]) Weiterhin heisst es dann: „Es gestaltet sich nun die oben gestellte Frage dahin, ob die beiden

[1]) Ricerche geologiche sull'epoca dell'emersione u. s. w. Mem. Ist. Lomb. 1872, pag. 351 u. 354. Allerdings ist Curioni's Beschreibung nicht absolut klar. Doch glaube ich, dass er unter „roccia emersoria" wirklich submarine Ergüsse und nicht „Fussgranite" verstand.

[2]) Antlitz, Bd. I, pag. 319 und 323.

durch tonalitische Ausbildung und die Beziehungen zu dem grossen Bruche ausgezeichneten Granitzüge von ganz verschiedenem Alter seien, oder ob es ein gleichzeitiger Zug von Lakkolithen sei, welcher im Re di Castello die Triasschichten verändert und an seinem anderen Ende, in der Antholzer Masse in weit tieferem Horizonte in dem Gneissgebiete sichtbar ist." Eine Antwort auf diese Frage ist indessen in den beiden bisher publicirten Bänden des „Antlitz der Erde" nicht enthalten. Innerhalb dieser dritten Hypothese sind natürlich immer noch Meinungsverschiedenheiten darüber möglich, ob der Tonalit einen Batholith im neueren Suess'schen Sinne, einen Lakkolith[1]) oder einen Stock repräsentire. Ja, es ist von E. v. Mojsisovics[2]), freilich, wie er selbst hervorhebt, ohne eigenen Besuch der Gegend, die Vermuthung ausgesprochen worden, dass der „Adamellostock" die Narbe eines permischen Vulcanes sei, der zusammen mit anderen periadriatischen granitischen Kernen (Cima d'Asta, Klausen, Meran) die Bozener Quarzporphyre gefördert hätte.

Das sind die wichtigsten Hypothesen über die Entstehung des Adamellotonalites. Hinsichtlich der unter 1. angeführten Anschauung kann ich mich kurz fassen. Die von Reyer für Tuffe gehaltenen Gebilde der Val Daone sind, wie ich bereits mittheilte[3]), vom Tonalit metamorphosirte permische Sandsteine, Grauwacken und Thonschiefer. Die „Pseudosyenite" Reyer's von der Uza, die er gleichfalls für Tuffe erklärte, sind nach meinen geologischen Untersuchungen an Ort und Stelle und nach mikroskopischen Beobachtungen an dort gesammeltem Material entweder petrographische Abänderungen des Eruptivgesteines oder contactmetamorphe Triasgesteine. — Auch das zweite von Stache und Reyer zur Stütze ihrer Auffassung benützte Argument, nämlich die Lagernatur der an der Tonalitgrenze in den Contactbildungen auftretenden Eruptivgesteine, ist hinfällig. Es treten allerdings sowohl an der Uza, wie an der Westseite der Adamellogruppe an vielen Stellen scheinbar lagerförmige Massen von Tonalit und verwandten Gesteinen auf. Sobald man aber eines dieser „Lager" an guten Aufschlüssen näher untersuchen kann, stellt es sich heraus, dass es Lagergänge sind. Und mitunter ist es sogar

[1]) Vergleiche den ersten Theil der vorliegenden Arbeit.

[2]) Dolomitriffe, pag. 407.

[3]) Neues Jahrb., Beil.-Bd. VII, pag. 486, Anm. 1, und Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 97—147.

deutlich nachweisbar, dass diese Lagergänge in directem Zusammenhange mit der Hauptmasse des Tonalites stehen, so z. B. in dem weiter unten wiedergegebenen Profil von der Malga del Coppo d'Arno [1]) zur Forcella delle Basse. — Dass endlich Stache's Erklärung von dem Ursprung der krystallinen Beschaffenheit der Adamello-Randzone nicht haltbar ist, habe ich ausführlich in mehreren Arbeiten nachgewiesen. Die ganze Randzone ist nichts anderes als der normale Contacthof einer mächtigen plutonischen Gesteinsmasse.

Der wichtigste Beweis für die unterirdische Erstarrung des Tonalites ist eine Thatsache, auf die zuerst aufmerksam gemacht zu haben das Verdienst Curioni's und Ragazzoni's ist, nämlich die Existenz von mehr oder weniger ausgedehnten Resten von Triasschichten auf der Oberfläche der Tonalitmasse. Curioni beschrieb schon 1872 [2]) Reste von Sedimenten auf dem Tonalit von dem Passo della Rossula (zwischen Val di Leno und Val di Dois) und vom Passo del Termine [3]). Er bezeichnet diese Schichten als „scisti neri e rubiginosi" und „calcaree grigie" und hob hervor, dass sie fast vertical stehen, sich aber nach unten in dem Tonalit auskeilen, so dass dieser die ununterbrochene Unterlage des ganzen Gebirges bildet. Ragazzoni zeichnete 1875 in seinem „Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi Lombarde" [4]) im dritten Profil *(B—C)* an verschiedenen Stellen Reste von „calcare metamorfico" auf dem Tonalit. Diese auch im Texte erwähnten und wenn auch nur schematisch gezeichneten, so doch ganz richtig bereits als metamorphe Trias aufgefassten Sedimentreste finden sich nach ihm auf dem Monte Cavalle [5]) (Monte Badile der jetzigen Karten), dem Monte Stabio und dem Monte Bazena. Nach Ragazzoni beobachtete Finkelstein [6]) an verschiedenen Punkten

[1]) Da auch in der Val Malga nördlich vom Passo del Coppo eine verfallene Malga del Coppo liegt, so unterscheide ich die Malga del Coppo in der Nähe des Lago d'Arno als Malga del Coppo d'Arno.

[2]) Emersione, pag. 344—345.

[3]) Passo della Scaletta der österreichischen Karte, zwischen Val di Leno und Val di Caffaro.

[4]) Commentari dell' Ateneo di Brescia, 1875, pag. 7—8.

[5]) In dem Profile ist zwischen Marmor und Tonalit auf dem ganz unzugänglichen Nordabhang eine Schicht von quarziti metamorfiche gezeichnet. Doch beruht das wohl nur auf Vermuthung.

[6]) Zeitschr. d. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins, 1889, pag. 315.

des südwestlichen Theiles der Adamello-Gruppe, in der Umgebung des Monte Frerone, Reste von Triasmarmor auf der Oberfläche des Tonalites. Ihm gebührt auch das Verdienst, als Erster richtig daraus geschlossen zu haben, dass die „Tonalitmassen des Frerone einstmals vollkommen von einer kalkigen Sedimentkruste bedeckt und verborgen waren, jünger sind als dieselbe, und dass erst später die zerstörenden Agentien den grössten Theil der Decke hinwegnagten und den Kern des Gebirges herausschälten". 1891 constatirte ich[1]) dann, dass die schon von Curioni erwähnten Gesteine der Rossula nichts anderes als contactmetamorphe Triasschichten sind, und kam zu dem Schlusse: „Der Tonalit wurde als glutflüssiges Magma in unregelmässige, unterirdische, wahrscheinlich gleichzeitig mit der Injicirung sich bildende Hohlräume eingepresst und metamorphosirte die ihn rings umgebenden, untereinander verschiedenaltrigen, im Verhältnisse zu ihm aber älteren Sedimente, sämmtlich ausnahmslos." Im Jahre 1893 publicirte mein vortrefflicher Freund, avv. Paolo Prudenzini aus Breno, kühner Bergsteiger und begeisterter Darsteller der heimischen Gebirge, mehrere eigene Beobachtungen über die Verbreitung der metamorphen Trias-Marmorschichten auf dem Tonalit.[2]) Er stellte genau die Verbreitung des Marmors auf dem Badile fest und fügte den bisher bekannten Fundorten auch noch die Cime Sablunera, Colombè und Berbignaga settentrionale hinzu. Cozzaglio[3]) bezieht sich auf diese Beobachtungen, schliesst aber daraus nur, dass der Tonalit vom Muschelkalk „in origine fosse almeno in gran parte ricoperta". Und auch an einer anderen Stelle vermuthet er „che queste grandi masse di tonalite fossero in origine quasi tutte coperte di calcari". Diese Formulirung würde es nicht ausschliessen, dass der Tonalit an einzelnen Stellen die Oberfläche erreicht hätte. Indessen ist das auch aus folgenden Gründen unmöglich. Der Tonalit ist, wie später gezeigt werden wird, jünger als Esinokalk, über diesem aber fehlen in der Umgebung der Adamellogruppe Laven, die auf den Tonalit bezogen werden könnten, vollständig. Vor allen Dingen aber wissen wir mit Sicherheit aus dem Auftreten der Trias in der Val di Non und Val di Bresimo im Nordosten, am Corno di

[1]) Tschermak's Mittheil., pag. 415.

[2]) La conca d'Arno. Boll. Club Alp. It., Vol. XXVII, pag. 32.

[3]) Giornale di Mineralogia, 1894, pag. 3—4 und 19—20 des Sonderabdruckes.

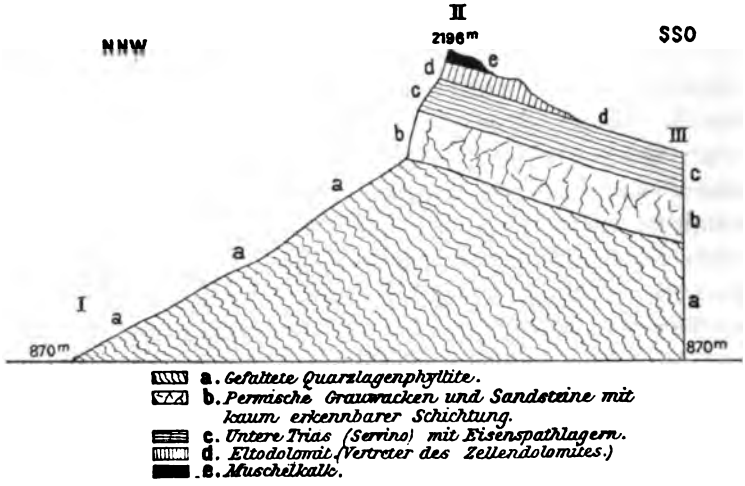
Cerveno (Concarena) und Monte Elto im Westen, sowie in den Graubündener und Veltliner Alpen im Norden und Nordwesten, dass sich das Triasmeer über diese ganze Gegend geschlossen erstreckte; denn es fehlen vollständig Strandbildungen mit Tonalitdetritus, wie wir sie finden müssten, wenn der Tonalit damals wirklich, nach E. v. Mojsisovics' Annahme[1]), ein „Cap" im südalpinen Meere gebildet hätte. Ja, es fehlen Tonalitgerölle, wie bereits Stache sehr richtig hervorhob, in allen vorglacialen Ablagerungen. Ich halte es aus den angeführten Gründen für ganz ausgeschlossen, dass der Tonalit an irgend einem Punkte die Oberfläche erreicht hätte, bevor er durch Erosion von den auf ihm lagernden, älteren Schichten befreit wurde, und beschränke mich im Folgenden darauf, zu untersuchen, ob er ein Batholith, Stock oder Lakkolith ist und welches Alter ihm zukommt.

Die folgenden Beobachtungen geben über das Verhältnis zwischen den auf dem Tonalite liegenden und den unter ihn einschiessenden Schichten Aufschluss und werden dadurch bedeutungsvoll für die Auffassung seiner Genesis. Ich habe schon an einer früheren Stelle dieser Arbeit darauf aufmerksam gemacht, dass der westlich vom Oglio gelegene Monte Elto in seinem Bau ganz genau dem östlich davon gelegenen Monte Colombè entspricht, ja sogar als die nur von dem Flusse durchbrochene Fortsetzung des letzteren aufgefasst werden kann. Der Unterschied besteht nur darin, dass der Monte Elto gänzlich ausserhalb der tonalitischen „Einfluss-Sphäre" liegt, während in die Schichten des Colombè der mächtige, westlichste Theil des Re di Castello-Tonalites eingedrungen ist. Das beistehende Profil (Fig. 4) erläutert den Bau des Monte Elto. Es ist in nordnordwestlicher Richtung durch den Kamm zwischen M. Cuèl und M. Elto gelegt. Wir haben zu unterst gefaltete, aber überwiegend N 70 O streichende und mit mittlerer Neigung nach Südsüdosten fallende Quarzlagenphyllite, unter denen bei Cedegolo gneissartige Gesteine als tiefster Horizont entblösst sind. Darüber liegen discordant permische klastische, Quarzporphyrgerölle führende Bildungen, deren Mächtigkeit ich auf 300 Meter schätze, und die gleichfalls ostnordöstlich streichen, aber mit geringerer Neigung in südlicher Richtung

[1]) Dolomitriffe, pag. 511.

verflächen. Dann folgen etwa 150—200 Meter Servinobänke mit Eisenspathlagern, 50—80 Meter compacter, den Zellendolomit vertretender Eltodolomit[1]) und eine vielfach sehr dünne oder ganz erodirte, auf dem Eltogipfel selbst noch ziemlich mächtige Schicht von dunkelgrauem bis schwarzem Muschelkalk.

Fig. 4.



Profil III. Masstab 1 : 33333. Natürliche Höhen.

I Val Paisco zwischen Lovèno und Paisco.
II Kamm zwischen M. Elto und M. Cuèl.
III Abhang nach Val Clegna hin.

Ein diesem vollständig analoges Profil erhält man, wenn man von Cedegolo auf dem anderen Oglioufer nach Capo di Ponte wandert und von da über Paspardo nach Predalbino aufsteigt. Von Cedegolo bis zu einem Punkte wenig südlich vom Monastero di Capo di Ponte[2]) bleibt man in mit meist mittleren Neigungswinkeln südfallenden krystallinen Schiefern, die in den tieferen Niveaus mehr

[1]) Ueber den Eltodolomit und die anderen Ablagerungen des Monte Elto vergleiche man auch d. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1040—1041. Cozzaglio hielt den Eltodolomit für eine besondere Facies des Muschelkalkes.

[2]) Die Auflagerungsfläche erreicht genau an der Stelle, wo der vom Monastero nach Capo di Ponte führende Weg vom Berghang rechts in die Wiesen abbiegt, den Thalboden.

gneissartig, in den höheren phyllitisch entwickelt sind. Von diesem Punkte aus bis fast nach Paspardo steigt man nur über grobgeschichtete permische Ablagerungen, und zwar Sandsteine, Grauwacken und Thonschiefer. Da die Höhendifferenz etwa 550 Meter und der Neigungswinkel der Permschichten ungefähr 30° betragen dürfte, ergibt sich die Mächtigkeit hier zu 550 cos 30 = etwa 480 Meter, falls nicht dem Gehänge parallele Staffelverwerfungen vorhanden sein sollten. Paspardo selbst ist auf Servino gebaut, der hier vielfach dünne Kalkbänke enthält. Bei Predalbino endlich sah ich wohl zum Zellendolomit gehörige Bildungen, die über dem Servino liegen. Wir haben also die ganze Eltoserie mit Ausnahme des Muschelkalkes auch hier vertreten und ich zweifle nach einigen bereits in der Contactregion angestellten Beobachtungen nicht daran, dass auch der Muschelkalk und wahrscheinlich sogar noch die Buchensteiner Schichten zu finden sein werden. Was die geologischen Richtungen des Sedimentsystems betrifft, so ist das Streichen des Servino, das ich an vielen Stellen genau messen konnte, in der Umgebung von Paspardo stets etwa West-Nord-West bei mittlerem Süd-Süd-West-Fallen. Geht man aber nun von Paspardo über die Baite Zumella zur Tonalitgrenze, so wechseln die geologischen Richtungen. Hinter den Baite Zumella und schon in grosser Höhe stehen metamorphe Kieselkalke vom Habitus der Buchensteiner Schichten an. Sie streichen N 20 O und fallen mit 20—30° nach Osten ein. Noch näher gegen den Tonalit folgt ein grösserer Aufschluss von bunten Schiefern und gehärteten Mergeln (Wengener Schiefer?) mit N 30—35 O-Streichen und 50—60° Ost-Fallen. In der Valletta Fopassa endlich, wo es zum Passo di Sablunera emporgeht, mass ich unmittelbar im Contacte mit dem Tonalit N 55 O-Streichen bei mittlerem Süd-Ost-, also unter den Tonalit gerichteten Fallen und in etwas grösserer Entfernung von diesem N 45 O-Streichen bei 35—40° Süd-Ost-Fallen. Die Schichten schmiegen sich also auch hier an die Tonalitgrenzfläche an, während sie wenige Kilometer weiter westlich noch die charakteristischen Bergamasker geologischen Richtungen haben. Sie fallen unter den Tonalit ein und die jüngsten Schichten treten in directen Contact mit dem Eruptivgestein. Erhebt man aber vom Zumella-Thalkessel seine Augen zu den Gipfeln, so erkennt man hoch oben auf der Cima Sablunera die von Prudenzini entdeckten metamorphen Triasschichten auf dem Tonalit.

Sehen wir nun, wie sich die Verhältnisse auf der Nordseite derselben Tonalitmasse gestalten. Auf dem schon von Escher von der Linth begangenen Wege, der von Paspardo zum Lago d'Arno führt, geht man erst über Servino mit West-Nord-West- bis Nord-West-Streichen und mittlerem Süd-West-Fallen. Zwischen Cadinoclo und Flesso[1]) streichen seine Bänke direct auf das Perm des Punktes „1318 Meter" zu, sind aber von diesem durch eine Verwerfung getrennt. Von da an geht der Weg stets über Perm und erst bei der Localität „Dos della testa" erreicht man, da man fortwährend in niedrigere Niveaus gelangt, die unterlagernden Quarzlagenphyllite und bleibt in ihnen bis zu einer Entfernung von weniger als einer halben Stunde vom Lago d'Arno. Auf dem ersten Theil des Weges hinter dem Dos della testa sind sie normal entwickelt. Bei den Bächen der Gegend von Sessola fehlen die Aufschlüsse. Wo man sie aber, nicht sehr weit von der Malga del Coppo d'Arno, von neuem antrifft, sind sie von dem hier nicht mehr viel über ihnen anstehenden Tonalit durch das Perm hindurch metamorphosirt und als cordierit- und andalusitreiche Contactgesteine entwickelt. Ihr Streichen ist vom Dos della testa bis zum letzten Aufschluss, kurz vor den „due fratelli"[2]) stets ungefähr West-Nord-West bis Ost-West, ihr südliches Fallen wechselt etwas, ist aber selten flach, meist mittel bis steil. Geht man aus der metamorphen Zone nach Norden in das Pogliathal hinunter, so erreicht man sehr bald die normale Phyllitserie. Steigt man aber vom Wege in der Gegend der Malga del Coppo d'Arno nach Süden in die Höhe, um über die Forcella delle Basse hinüber nach Paspardo zu gelangen, so beobachtet man das nebenstehende nicht uninteressante Profil, das ich nach Norden bis in's Pogliathal hinunter verlängert habe. — Das zur Forcella delle Basse führende Coppo d'Arno-Thal ist offenbar der „Seitentobel", in dem Escher bereits Marmorblöcke sah.[3]) Zu unterst am Wege auf beiden Seiten des Thales stehen metamorphe Quarzlagenphyllite mit ungefähr Ost-West-Streichen und etwa 30° Süd-Fallen an. Etwa 50 Meter über dem Wege, auf der linken Thal-

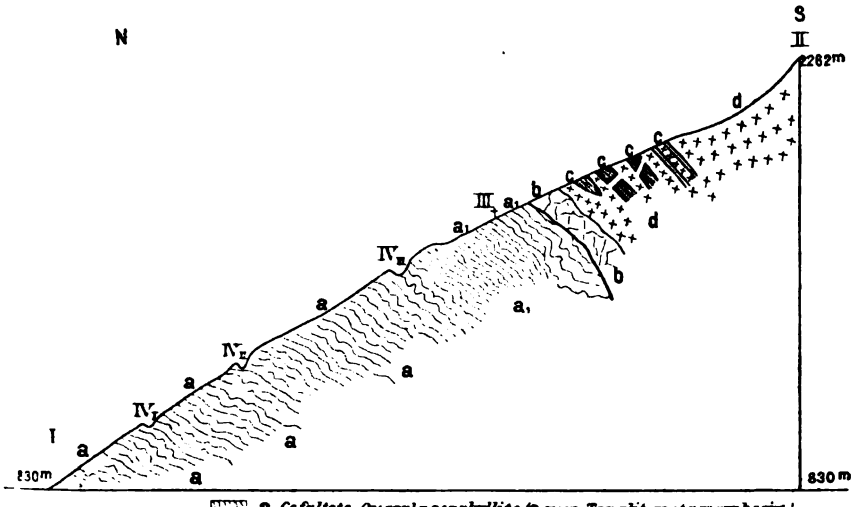
[1]) Man vergleiche hier und im Folgenden die italienische Generalstabskarte in $^1/_{50000}$ oder besser noch in $^1/_{25000}$.

[2]) Es sind das zwei seltsam geformte Felsköpfe, über die der Weg führt, und die vom Seeauslauf sichtbar sind.

[3]) Studer, Geologie der Schweiz, Bd. I, pag. 294.

seite (der rechten für den Aufsteigenden), enthalten sie bläuliche cordieritreiche Hornfelse und unmittelbar über diesen folgen Grauwacken- und Sandstein-Hornfelse des Perm, bald als Fleckfelse [1]) entwickelt, bald ohne Flecken. Nun folgen ungefähr 50 Meter (? Schätzung) metamorphe Permschichten und dann mit einem Male feinkörniger Tonalit. In diesem ist gleich darauf eine isolirte Scholle

Fig. 5.



Profil IV. Massstab 1 : 25.000. Natürliche Höhen.

I Pogliathal südlich von Fresine. II Forcella delle Basse. III Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, dicht bei der verlassenen Malga Coppo d'Arno. IV_I, IV_{II}, IV_{III} Bäche.

von metamorphen Triaskalkschichten eingeschlossen; dann folgt eine mächtige gebänderte und wohl geschichtete Marmormasse, die N 70 W streicht und mit 60—70° nach Süden fällt. Beim Anstieg hält sie eine kurze Zeit an, dann wird sie unregelmässig von Tonalit-

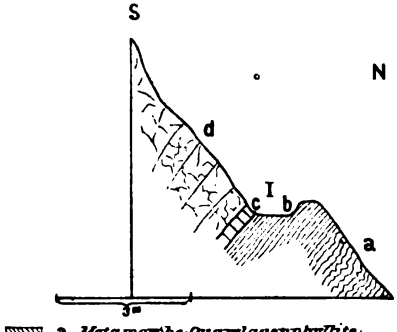
[1]) Man vergleiche über diese das pag. 1046 der Sitz.-Ber. d. Akad. Berlin 1896 Gesagte. Es sind eigenartige Hornfelse mit grossen Cordierit-Biotitconcentrationen.

apophysen durchbrochen und schliesslich ganz von Tonalit abgelöst. Aber man erkennt beim weiteren Ansteigen, dass dem Tonalit mehrmals unter einander und mit den unteren Triasschichten ungefähr concordante, gebankte, aber nicht mehr durch dunkle Substanz gebänderte Marmorschichten eingelagert sind. Sie streichen stets N 60 W bei steilem Süd-Fallen. Bemerkenswert ist, dass auch hier wie an der von Reyer beschriebenen Uza der Tonalit in dünne, den Triasschichten parallele Bänke abgesondert ist. Weiter oben folgt nun für längere Zeit nur Tonalit, häufig dünnbankig abgesondert. In meinem Notizbuche finde ich noch die Angabe, dass diese Bänke noch weiter oben N 75—80 O streichen bei steilem Nord-Fallen. Beim weiteren Anstiege zum Passe tritt noch einmal Marmor auf und dann hält der Tonalit bis ganz oben an. Er enthält viele Millionen der dunklen Reyer'schen „Schlierenknödel" und zeigt an manchen Stellen durch die Anordnung der Hornblende-Individuen deutliche Fluidalstructur. Von der Passhöhe stieg ich nach rechts schräg hinunter und gelangte über Tonalit hinweg zu Marmorlagern, denen weiter unten wieder Tonalit folgt. In ziemlicher Tiefe erreichte ich dann von neuem einen mächtigen Zug gebänderter, schöne Hessonite führender Triasschichten, die vielfach gebogen und gefaltet sich schräg am Hange hinunter in der Richtung zum Thälchen des Passo della Porta ziehen. Nach unten werden sie von neuem von Tonalit abgelöst. — Bemerkenswert ist nun, dass unmittelbar westlich von dem beschriebenen Coppo d'Arno-Thal sich die nördliche Cima Berbignaga erhebt, an der Prudenzini Triasmarmor-Reste auf dem Tonalite fand. Das Ergebnis der angeführten Beobachtungen ist fast identisch mit dem im Zumellathalkessel erhaltenen, nur dass hier das Bergamasker Streichen der Schichten mit dem Streichen der Contactfläche zusammenfällt und somit die Verhältnisse vereinfacht sind. Doch haben wir auch hier die Auflagerung des Tonalites auf die unter ihn geneigten Sedimente und seine Ueberlagerung durch gleichfalls ältere, aber metamorphosirte Triasschichten. Neu ist die Auflösung der obersten Bänke der Unterlage durch zahlreiche mächtige Lagergänge und Apophysen, sowie die Bankung des Tonalites. Die geringe Mächtigkeit des Perm erklärt sich durch mit der Intrusion zusammenhängende Verschiebungen. Die nicht gebänderten Marmorbänke können dem

Zellendolomit (vielleicht in der Facies des Eltodolomites) oder dem Muschelkalk oder endlich allen beiden angehören.

Gehen wir nun auf dem Paspardo-Lago d'Arno-Weg noch weiter nach Osten, so erreichen wir, wie schon erwähnt, kurz vor der Localität „i due fratelli" von neuem das hier deutlich auf den metamorphen Phylliten liegende metamorphe Perm.[1]) Die Phyllite streichen an ihrem letzten Aufschlusse N 80—90 W und fallen mit 30° nach Süden ein. Noch kurz vorher enthalten sie an einer Runse bläulichen cordieritreichen Hornfels und einen mächtigen Gang von

Fig. 6.



a. *Metamorphe Quarzlagenphyllite.*
b. *Noch deutlich schiefriger, aber vollständig umkrystallisirter permischer Thonschiefer*
c. *Nicht schiefriger Hornfels (permisch)*
d. *Undeutlich geschichteter, vertical zerklüfteter metamorpher Quarzit (permisch).*

Die Discordanz zwischen Quarzlagenphylliten und Perm ist hier sehr gering und deshalb in der Zeichnung vernachlässigt.

Profil V.

I Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, wenig westlich von den „due fratelli".

feinkörnigem Tonalit. Die permischen Schichten streichen Ost-West und fallen mit 40—45° nach Süden ein. Die Winkeldifferenz ist also an dieser Stelle so gering, dass ich sie in dem vorstehenden kleinen Profil vernachlässigt habe. Die Permschichten bestehen dort, von unten nach oben, aus einer dünnen Lage noch deutlich schiefrigen, aber vollständig umkrystallisirten Thonschiefers, darauf folgt eine noch dünnere Lage von nichtschiefrigem Hornfels und darüber ein sehr mäch-

[1]) Diese Stelle ist ein vortrefflicher Beweis gegen Löwl's Annahme, dass die Grenzfläche eine Verwerfung sei.

tiges System metamorpher „Quarzite". Diese „quarzitischen" Gesteine sind ähnlich wie der Tonalit vertical zerklüftet und daher aus der Ferne gar nicht oder doch nur schwer von diesem unterscheidbar. Die Mannigfaltigkeit der permischen Contactgebilde ist sehr gross und wird demnächst von mir in einer Abhandlung über die aus den klastischen Gesteinen der Adamello-Gruppe stammenden Contactgebilde beschrieben werden. Hier nur so viel, dass echte Hornfelse mit zum Theil noch deutlich klastischen Gesteinen wechsellagern und dass auch mikropetrographisch die Grenze gegen das unterlagernde System metamorpher Quarzlagenphyllite äusserst scharf erkennbar ist. Dicht bei den due fratelli geht eine steile Runse in die Höhe, in der mein Freund Dr. Riva bei einem gemeinsamen Besuch des Sees ein Stück hinaufstieg. Er fand bis zu einer Höhe von ungefähr 150 Meter noch immer metamorphes Perm, woraus hervorgeht, dass die Mächtigkeit dieser Ablagerung hier erheblich grösser ist als in dem eine halbe Stunde weiter westlich gelegenen Thale der Malga del Coppo d'Arno. Die Gerölle der Runse bestehen, soweit ich mich erinnere, nur aus metamorphen Permgesteinen und Tonalit, so dass anzunehmen ist, dass auch an dieser Stelle das Perm direct vom Tonalit abgeschnitten wird. — Gegen den See hin stellen sich nun allmählich auch unregelmässige Aufschlüsse von Tonalit ein, deren wahre Begrenzung nicht leicht festzustellen ist. Endlich folgen Gesteine vom Habitus des metamorphen Servino [1]) und am See-Auslaufe selbst stehen wir auf zusammenhängendem Tonalit. Es wäre falsch, aus diesen Beobachtungen zu schliessen, dass die im Coppothale ziemlich mächtigen Trias-Schichten sich gegen den See hin immer mehr auskeilen. Denn wenige Schritte hinter der auf Tonalit erbauten Casa della Finanza sind schlechte Aufschlüsse von granatreichen, vesuvianführenden Marmorschichten vorhanden. Und unterhalb dieses Punktes, sowie eine ganze Strecke weit gegen die Casa del Pescatore hin wird der unterste Theil des Gehänges von metamorphem Servino zusammengesetzt. Es herrschen dort besonders krystalline Cordieritknotenschiefer und verschiedene Hornfelse, über die an anderer Stelle berichtet werden soll. Erst gegen die Fischerhütte hin verlässt man die Trias und gelangt in echte Perm-Gesteine hinein. Gehen wir aber noch weiter nach Osten, so treffen wir am Ostende des Sees

[1]) Z. B. an dem von mir 1891 beschriebenen Aufschlusse. (Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VII, pag. 472.)

unmittelbar am nördlichen Ufer von neuem Gesteine vom Servino-Habitus. Auch auf der Südseite des Sees wird der östliche Theil des Ufers und die Spitze des mittleren grossen, auf der Karte deutlich erkennbaren Vorsprunges östlich vom Frisozzobach von Trias-Schichten gebildet. Sie bestehen aus metamorphen Kalkbänken, Mergeln und Thonschiefern des Servino, streichen der Tonalitgrenze ungefähr parallel (N 75—80 W) und stehen fast senkrecht. Schöne Gänge von Tonalit durchsetzen die Schichten und beweisen, dass es sich um Primärcontact handelt. Wichtig ist die Beobachtung, dass östlich von dem erwähnten Vorsprung, an einer Stelle, wo dicht neben einander zwei Bäche von dem steilen Gehänge herunterkommen, das Gehänge von Tonalit gebildet wird, unter den von oben stammenden Geröllen aber auch Triasgesteine enthalten sind. Diese müssen also aus einer in den Tonalit eingeschlossenen und nach meinen Aufzeichnungen an Ort und Stelle anscheinend der Grenzlinie parallel ausgedehnten Trias-Scholle stammen, ganz ähnlich, wie wir das in der Valle del Coppo d'Arno gesehen hatten. Die ganze westliche Südseite des Sees wird von Tonalit gebildet.

Auch hier ist das Ergebnis wieder, dass die Schichten der Grenzfläche parallel verlaufen, im Westen unter den Tonalit einfallen, nach Osten hin sich zwar allmählich bis zu verticaler Stellung aufrichten, aber doch aus der Reihenfolge der Schichten erkennen lassen, dass sie sich nicht auf das Eruptivgestein legen, sondern, geologisch gesprochen, unter dieses einschiessen. Die jüngsten Schichten liegen immer an dem Tonalit und sind häufig von Gängen durchsetzt. Die Contactmetamorphose hat oft durch die ganze Mächtigkeit der unteren (vielleicht zum Theil sogar bereits mittleren) Trias und des Perm hindurch noch mächtige Schichten der Quarzlagenphyllite umgewandelt.

Stellen wir nun zum Zwecke des Vergleiches zusammen, was über die geologischen Verhältnisse an der Tonalitgrenze von anderen Punkten bekannt ist.

Auf der ganzen Südost- und Südseite[1]) des Adamellogebirges, und zwar in Val Buona, Val Daone, Val Aperta, Val di Caffaro,

[1]) Ich beziehe mich hier ausser auf zahlreiche eigene Beobachtungen namentlich auf die Arbeiten von Curioni, Lepsius, Stache, Bittner, Suess und Finkelstein.

am Passe Croce Domini und in der Valle delle Valli richten sich die in grösserer Entfernung vom Tonalit sehr verschieden streichenden und fallenden Schichten des Perm und der Trias bis hinauf zum Esinokalk in grösserer Nähe des Contactes der Grenzlinie ungefähr parallel und fallen mit gegen den Tonalit hin wachsenden Neigungswinkeln unter diesen ein. Aber auch in diesem südlichen Gebiete kennen wir, wesentlich durch Finkelstein's Untersuchungen, Reste von Triasschichten auf den hohen Tonalitkämmen; und durch Reyer[1]) wissen wir, dass an der Uza gerade wie in dem hier beschriebenen Thale des Coppo d'Arno ein überaus häufiger Wechsel von Tonalitlagergängen und Triasschichten charakteristisch ist. Wir haben also auch hier offenbar dieselben Verhältnisse wie im Zuge des Monte Colombè.

Von dem südlichen Theile der Westflanke liegen nur sehr wenige Beobachtungen über Schichtstellungen vor. Ich fand am Südgehänge der Val Pallobia, dass die vielfach gefalteten Triasschichten der dort ungefähr nordöstlich verlaufenden Tonalitgrenze ziemlich parallel streichen, aber äusserst steil in Nordwest von ihr abfallen. Doch bin ich noch nicht im Stande, zu beurtheilen, ob das nach aussen gerichtete Fallen eine wirkliche Ausnahme von der Regel darstellt oder einfach als eine locale Ueberkippung aufzufassen ist, mit anderen Worten, ob gegen aussen jüngere oder ältere Schichten folgen. — Den Tredenùs-Circus und den Monte Badile habe ich leider bisher nicht besuchen können; und meine Beobachtungen über die Grenzverhältnisse zwischen Niardo und Astrio sind noch zu unvollständig, als dass ich sie verwerten möchte.

Auf der Ostseite nördlich von der Val Breguzzo und auf der ganzen Nordseite des Presanellagebirges bis zum Tonale fehlen Beobachtungen, welche die Contactmetamorphose berücksichtigen, fast ganz. Nur für die Val S. Valentino liegen Beobachtungen von Lepsius und mir vor. Lepsius fand dort Andalusitkrystalle[2]) in den krystallinen Schiefern nahe der Grenze und vermuthete deshalb bereits, dass eine Contactmetamorphose vorhanden

[1]) Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. I, pag. 419—450.

[2]) Die Angabe von Staurolithkrystallen beruhte, wie mir Herr Geheimrath Prof. Lepsius freundlichst mittheilt, nur auf einem Versehen.

sein könne. Ich selbst beobachtete auf dem von Villa[1]) erst auf der rechten Thalseite emporsteigenden, dann auf das linke Ufer übergehenden Wege die folgenden Verhältnisse. Beim Ausgange stehen phyllitähnliche Glimmerschiefer an, die von dem schönen schon von G. vom Rath erwähnten „Dioritporphyr"-Gang durchsetzt werden. Weiterhin herrschen Biotit- und Muscovit-Glimmerschiefer vor; letztere enthalten oft grosse Granaten. Auch Gneisse mit kleinen Feldspathaugen treten auf. Am meisten scheinen die lichten, und zwar besonders die granatführenden Glimmerschiefer verbreitet zu sein. Die Tonalitgrenze erreicht man kurz vor Malga Coèl der Karte. Dort schiebt sich eine mächtige Zone von vielfach cordierit- und andalusitführenden metamorphen krystallinen Schiefern keilförmig in den Tonalit ein. Denn oben (auf der linken Thalseite) besteht der ganze Berg bereits aus Tonalit und auch auf der unteren Seite steht Tonalit an. Zwischen die beiden Massen aber drängt sich der Schiefer. Er streicht ostnordöstlich und fällt steil nach Nordwesten, also unter den Tonalit ein. Weiter vom Contacte entfernt ist er vielfach gefaltet.

Wir kehren nun zur Westflanke des Adamellogebirges zurück und gehen von dem im ersten Theile dieser Arbeit (pag. 123) beschriebenen Punkte, dem Forcel rosso, in der Val di Fumo nach Norden. Die dreifache metamorphe Trias-Perm-Phyllit-Zone setzt in steiler Schichtstellung über den Kamm zwischen Val di Fumo und Val Adamè und erreicht den Thalboden der letzteren, wie schon Stache angab, bei Lincino. Ueber die Verhältnisse in der Val Adamè geben die folgenden Beobachtungen Aufschluss. An dem Bergvorsprung zwischen Fresine und Valsaviore stehen phyllitische Gesteine mit Ostnordoststreichen und etwa 40° Südfallen an und auch hinter Valsaviore findet man mehrfach Phyllite und Phyllitgneisse, aber mit unbestimmbaren geologischen Richtungen. Schon vor Le Croste aber zeigen zahlreiche bis 4 Centimeter Länge und fast ½ Centimeter Breite erreichende Andalusitkrystalle auf den angewitterten Flächen der Phyllite, dass wir in den Contacthof eingetreten sind. Dabei hat sich das Streichen der Schichten der

[1]) Die von G. vom Rath erwähnten orthitführenden Tonalitblöcke sind nicht mehr vorhanden. Sie sind wahrscheinlich als Baumaterial verwertet worden.

Tonalitgrenze parallel gewendet (N40—45W); und ihr Fallen ist unter mittleren Neigungswinkeln nach Nordosten, also unter den Tonalit gerichtet. Die metamorphen Phyllite halten bis zu der kleinen Kapelle „I morti" an. Dann folgt das Perm, die Trias und bei Lincino der Tonalit. Ich schätze daher den Radius der Contactzone in der Val Adamè auf ungefähr 2500 Meter, gebe aber zu, dass er noch erheblich grösser sein kann.

Steigt man von Lincino aus in der Schlucht auf der rechten Thalseite in die Höhe, so erreicht man bald ungefähr N50—60W streichende, senkrecht stehende, beziehungsweise mit 80° nach Südwesten einfallende Marmorbänke der Trias, die wahrscheinlich schon dem Zellendolomite angehören. Zahlreiche schöne Edelweiss kennzeichnen hier wie in der ganzen Adamellogruppe auch floristisch das Auftreten der kalkreichen Trias. Der Marmor hält weit hinauf an. Hinter und über ihm sieht man Tonalit, bis dann dieser an einer Stelle an die Runse herantritt und den Marmor im Streichen abschneidet. Noch weiter oben tritt der Tonalit auch auf die rechte Thalseite und umschliesst an der Stelle, wo ein Vorsprung durch Gabelung der Hauptrunse entsteht, eine Marmorscholle. Ich hielt mich dort links (westlich) hinauf und kam aus der Marmorzone ganz heraus in die älteren Niveaus zurück. In diesen mass ich unterhalb der Passhöhe der Forcella di Boss N60W-Streichen bei saigerer Stellung.[1]) Beim Abstieg von der Höhe zur Malga Macesso di sopra traf ich noch einmal die Marmorzone und gelangte dann definitiv in den Tonalit hinein, der von hier aus die ganze obere Val di Salarno zusammensetzt.

Bei Saviore im Pogliathal stehen phyllitische Gesteine mit ungefähr Ost- bis Ostnordoststreichen und Südfallen an. In der Val di Salarno wenden sie sich allmählich nach Nordnordwesten, d. h. der Tonalitgrenze parallel und fallen mit mittleren Neigungen nach Ostnordosten, d. h. also wieder unter den Tonalit ein. Sicher metamorphisch beeinflusste andalusitreiche Gesteine sammelte ich bei dem steilen Anstieg zur ersten Thalstufe; doch treten sie wahrscheinlich noch weiter westlich auf. Bei der erwähnten Thalstufe liegen auch vielfach weisse

[1]) Die Tonalitgrenze verläuft von dem kleinen Hügel nordöstlich der Passhöhe in WNW, südwestlich von dem Abhang des vom Gipfel 2788 der italienischen Karte nach Westnordwest verlaufenden Kammes.

Marmorstücke herum, die durch Bäche von den Hängen des Monte Marser heruntergebracht sind. Bei der Alpe Macesso di sotto steht bereits metamorphes Perm mit Turmalinpegmatitgängen an; und beim Aufstieg zu der nächst höheren Thalstufe von Macesso di sopra erreicht man den Tonalit, in den die 1891 von mir beschriebenen Schollen von schiefrigem Hornfelsamphibolgneiss und schiefrigem Pyroxenhornfels[1]) mit Glaseinschlüssen eingebettet sind. Sie sind sicher bereits zur Trias gehörig. — Wir haben also auch in dem Grenzstücke zwischen Val Adamè und Val Salarno die Erscheinung, dass die Schichten in der Nähe des Tonalitcontactes ihre eigenen Richtungen aufgeben, sich der Contactfläche anschmiegen und dabei je näher dem Contacte, mit umso steilerem Neigungswinkel unter das Eruptivgestein einschiessen.

Viel complicirter sind die Verhältnisse auf dem mächtigen Kamme zwischen Val di Salarno und Val Malga. Die Grenze zwischen der Haupttonalitmasse und den anstossenden Gebilden zieht etwas nördlich von der Cima del Coppo in ungefähr nordwestlicher Richtung über den Kamm weg und unter den Listoni del Miller entlang in's Malgathal hinunter. Westlich von dieser Grenze treten aber noch mehrere grosse Tonalitmassen auf, und auch die Sedimente haben nicht mehr die regelmässige Anordnung in drei concentrische Zonen, wie wir sie bisher immer getroffen hatten. Ich habe den Passo del Coppo und den Passo del Coppetto begangen, kann aber hier nicht meine zahlreichen Einzelbeobachtungen mittheilen, sondern beschränke mich auf die folgenden kurzen Angaben, die eine Vorstellung von der Complication des geologischen Baues der Gegend geben werden. Steht man auf dem 2630 Meter hohen Passo del Coppo, so hat man unter sich Tonalit, östlich gegen die Cima del Coppo metamorphe Phyllite, Perm und anscheinend nur noch Tonalit. Westlich folgen Triasschichten und der mächtige Tonalit des Monte Marser, der seinerseits am Südgehänge verschiedene bedeutende Triasschollen umschliesst. Westlich vom Monte Marser folgen die metamorphen Phyllite des Coppettopasses und auf

[1]) Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. VII, pag. 471—472. — Da man anfängt, „Pyroxenit" nur noch für Eruptivgesteine zu verwenden, so kann man selbstverständlich auch nicht „Hornfelspyroxenit" sagen.

diese wieder die bedeutende Tonalitmasse des Corno Calcinaro. Dieser Tonalit umschliesst aber auf seinem Nordgehänge westlich von der Malga del Coppo Triasmarmorschollen, die dem Berg seinen Namen verschafft haben. Auch beim Abstieg von der Malga del Coppo zur Malga Frino im Malgathal erkennt man, dass der Tonalit wenigstens einen bedeutenden keilförmigen Vorsprung in die metamorphen Quarzlagenphyllite entsendet, auch Perm und Trias gegen unten ganz abschneidet. Es findet also hier ein starker Niveauwechsel der Contactschichten statt, ohne dass man diese Erscheinung auf nach der „mise en place" des Tonalites erfolgte Dislocationen schieben könnte. Es scheint vielmehr, dass all die geschilderten Unregelmässigkeiten bei der Intrusion und durch sie entstanden sind. Eine directe Beziehung zwischen den Schichtstellungen und dem Verlaufe der Grenzen der einzelnen Tonalitmassen habe ich hier nicht nachweisen können.

Ueberschreiten wir nun die Val Malga, so finden wir, dass die Tonalitgrenze, nachdem sie den Thalboden zwischen Malga Premassone und Malga Frino passirt hat, nördlich davon an dem unbenannten Berge 2651 Meter der italienischen Karte mit unregelmässig zackiger Grenze emporsteigt. Zwischen der Forcella di Durello aber und der aus Tonalit bestehenden Roccia Baitone (3337) der italienischen Karte findet ein mehrfacher Wechsel von Tonalit und metamorphen Sedimentmassen statt. Die Forcella di Bombià ist ganz in die letzteren eingeschnitten, und das Corno delle Granate verdankt seinen Namen den in den metamorphen Gesteinen auftretenden schönen braunrothen Granaten. Von den Schichtgebilden sind auch hier sowohl die Phyllite wie das Perm und die Trias vertreten; doch nehmen die ersteren, soweit meine Beobachtungen reichen, den grössten Flächenraum ein. Von der Trias steht es bisher nicht fest, ob nur der Servino selbst oder auch höhere Niveaus vorhanden sind. Der Tonalit springt spornartig nach Westen in die Sedimentgebilde vor, während diese in unregelmässig begrenzten Partien in das Eruptivgestein eindringen. Dieselben Unregelmässigkeiten in dem geologischen Bau beobachtet man auch auf dem von der Malga Premassone zu den Seen des Baitonebeckens führenden Wege. — Auch für dies Gebiet gelang es mir nicht, irgend eine regelmässige Beziehung zwischen dem Verlaufe

der Tonalitgrenze und den Schichtflächen der Sedimentärgebilde nachzuweisen.

Sowohl beim Abstieg von der Forcella di Bombià zur Malga Bombià wie bei der Begehung der Val Gallinera erkennt man[1]), dass der Tonalit der Roccia Baitone nach Westen in einen kolossalen Sporn vorspringt und die Corni di Bombià ganz zusammensetzt. Da aber auf der Nordseite dieses westsüdwestlich verlaufenden steilen Kammes, wie im ersten Theile dieser Arbeit ausführlich beschrieben wurde, eine Doppelzone von Schichtgesteinen vom Ausgange der Val Rabbia oberhalb Rino über den Passo Gallinera hinweg bis in's Aviothal durchstreicht, so haben wir hier die Nordgrenze der eigentlichen Adamellomasse vor uns. Auch diese Nordgrenze aber wird, wie wir schon sahen, von Gesteinen des Perm und der Trias gebildet, die der Contactfläche parallel streichen und anscheinend auf ihr liegen. Wie weit die metamorphe Zone des Passo Gallinera unter den Gletschern des Adamellomassivs nach Osten verfolgbar sein wird, ob sie sich überhaupt auskeilt und in welcher Weise alsdann der nördliche Tonalitzug des Monte Aviolo mit der südlichen Tonalitmasse des Adamello verschmolzen ist, das sind bisher ungelöste Fragen.[2])

Der nördlich von der Gallinerazone folgende Tonalitzug des Monte Aviolo wird auf der Süd-, West- und Nordwestseite meist von metamorphen Quarzlagenphylliten begleitet. Doch wurde bereits auf pag. 114 dieser Arbeit ausführlich mitgetheilt, dass ein Zug von metamorphen Gesteinen des Perm oder der untersten Trias aus der Foppa oberhalb Edolo bis in die Val Finale verfolgt wurde, sich aber wahrscheinlich noch etwas weiter nach Osten erstrecken wird. Nach aussen folgen, geologisch gesprochen unter ihm, stark gefaltete und metamorphosirte phyllitische Gesteine, die sehr steil stehen oder nach Norden fallen. In diesem Gebiete biegt die Tonalitgrenze des Monte Aviolo allmählich aus der Südost—Nordwest-Richtung in

---

[1]) Die Gesteinsgrenze ist schon aus der Ferne sehr deutlich an dem Farbenunterschied erkennbar. Man vergl. Taf. XXIX d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890.

[2]) Vielleicht bezieht sich eine Beobachtung von Payer (Die centralen Ortleralpen, Ergänzungsheft 31 von Petermann's Mittheil., 1872, pag. 25) auf eine Fortsetzung unserer Zone an der Cima del Cigolon (Crozzon del Zigolon bei Payer). Doch kann es sich möglicher Weise auch um Eruptivgänge handeln.

Nord—Süd- und schliesslich Westsüdwest—Ostnordost-Richtung um. Das Streichen folgt ihr, von einigen localen Unregelmässigkeiten abgesehen, ganz deutlich; und das Fallen ist in der Nähe des Contactes stets unter den Tonalit gerichtet, während es in einiger Entfernung sich von ihm wegwendet.

In der weiter östlich gelegenen Val Aviolo (Val Paghera [1]) der Karten) suchte ich beim Abstieg von der hoch oben im Tonalit gelegenen Malga Levedole [2]) nach Vezza auf der rechten Thalseite vergeblich nach Aufschlüssen von Permgesteinen. Doch schliesst dies negative Resultat ihr Vorhandensein natürlich nicht absolut aus.

Ueber Val d'Avio wurden schon in der Einleitung ausführliche Beobachtungen mitgetheilt. Das Streichen der Schichten ist dort der Tonalitgrenze ungefähr parallel, ihr Fallen aber so steil, dass man zwar erkennt, dass sie nach aussen abfallen, aber nicht wissen kann, ob das nicht auf einer localen Ueberkippung beruht. Auch dort konnte ich bisher unter den metamorphen Gebilden keine Perm- oder Triasgesteine nachweisen.

In der Val Narcane, die von Ponte di Legno unmittelbar neben dem Tonalepasse, nach Südost in die Adamellogruppe hineinzieht, stehen mächtig entwickelte, vielfach an kohliger Substanz reiche Phyllite an. Sie streichen ungefähr Ostnordost und fallen nach Nordwest ein. Gegen den Tonalit hin gehen sie, wie ich bereits 1891 beschrieb, in cordieritreiche Hornfelse über. Permisch-triadische Schichten sind mir bisher aus der Val Narcane nicht sicher bekannt. Die Marmorgerölle, die sich im Narcanello, dem Flusse des Thales, nicht weit von Ponte di Legno finden, stammen wahrscheinlich vom Tonalepasse selbst, wo mächtige Marmorlager zusammen mit Gneissen, Glimmerschiefern und Quarziten entwickelt und von den südlich anstossenden Phylliten durch die Tonaleverwerfung getrennt sind. [3]) Auf dem Tonale selbst stehen südlich von der Strasse und noch nördlich von dem Tonalit metamorphe, wahrscheinlich ursprünglich phyllitische Gesteine an. Sie streichen in Ostnordost-Richtung über

[1]) Das unter den Ortsnamen so häufig wiederkehrende „Paghera" bedeutet Coniferen-Wald.

[2]) Wahrscheinlich ist ihr dieser Name nur durch ein Versehen auf den Karten beigelegt. Die wahre Malga Levedole liegt in der Val d'Avio.

[3]) Pag. 131 dieser Arbeit und Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1036—1037.

den Pass hinweg und fallen äusserst steil nach Süden, also unter den Tonalit ein.

Schlussfolgerungen.

Wir haben nun alle für die Tektonik des Adamello wichtig erscheinenden Grenzverhältnisse besprochen und die Tonalitgrenze selbst um das ganze Presanella-Adamello-Re di Castellogebirge herum verfolgt. Es sind leider noch klaffende Lücken in unserer Kenntnis auch der wichtigsten Thatsachen vorhanden, aber dennoch reichen die Beobachtungen aus, um ein im Wesentlichen sicher richtiges Bild vom Bau des ganzen Massivs zu gewinnen. Im Süden, wo der Tonalit nicht zu so gewaltigen Höhen emporstieg, und wo die erodirenden Kräfte weniger intensiv wirkten als im Norden, sind noch an zahlreichen Stellen Reste der alten ihn einst ganz bedeckenden Sedimentkruste vorhanden. Sie gehören sämmtlich der Trias an und sind hochgradig metamorphosirt. Auf der anderen Seite haben wir gesehen, dass auf der ganzen Südost- und Südseite, auf einem grossen Theil der West- und sicher wenigstens kleinen Theilen der Nord- und Ostseite die mit dem Tonalit seitlich in Contact tretenden Schichten mehr oder minder steil unter ihn einfallen. Wir sind zu der Annahme berechtigt, dass diese unter das Eruptivgestein einschiessenden Schichten sich auch unterirdisch mit derselben Neigung weiter erstrecken und demnach wenigstens auf bedeutende Flächenräume hin die Unterlage des Tonalites bilden. Denn wir haben kein Recht anzunehmen, dass die Erosion an so zahlreichen und unter einander so weit entfernten Punkten eines grossen Massivs von sehr verschiedenem Erosionswiderstand genau an demselben tektonischen Horizontalniveau der Grenzfläche Halt gemacht hätte, und dass darunter die geologischen Verhältnisse der an die Contactfläche herantretenden Bildungen wesentlich von den an der Oberfläche aufgeschlossenen verschieden seien. Wir kennen also einen Theil der Unterlage dieser Intrusivmassen und sehen, dass sie nicht wie bei den nordamerikanischen Lakkolithen horizontal ist. Auf der anderen Seite fanden wir eine Reihe von Punkten, an denen die Sedimentärbildungen von dem Tonalit abzufallen scheinen (z. B. Val Pallobia, Passo Gallinera, Val d'Avio). Obwohl es nun nicht sicher ist, ob nicht in einzelnen dieser Fälle locale Ueberkippungen vorliegen, wie sie an anderen Stellen durch die Reihenfolge der

Schichten wirklich nachgewiesen werden konnten, so steht es doch fest, dass wir a priori in einem bestimmten Horizontalniveau der Tonalitgrenzfläche solche abfallende Schichten haben müssen, wofern unsere, wie wir sahen, wohlbegründete Annahme richtig ist, dass der Tonalit ursprünglich ganz und gar von älteren Schichten bedeckt war. [1])

Endlich fanden wir einzelne Gegenden (Kamm zwischen Val Malga und Val Salarno, Baitonegebiet), in denen es nicht gelungen ist, eine gesetzmässige Beziehung zwischen der Form der Tonalitgrenzfläche und den geologischen Richtungen der angrenzenden Schichtsysteme aufzufinden, wo sich vielmehr Eruptivgestein und Sedimentgebilde chaotisch zu durchdringen scheinen. Würden wir uns bei diesen Betrachtungen einzig und allein auf die Grenzverhältnisse dieser Gegenden stützen, so würden wir unzweifelhaft zu dem Schlusse kommen, dass der Adamellotonalit einen Stock bildet.

Stützen wir uns dagegen allein auf die übrigen Beobachtungen, so müssen wir schliessen, dass der Tonalit entweder einen im Durchschnitt biconvexen linsenförmigen oder planconvexen, die Convexität nach unten kehrenden, umgekehrt kuchen- oder brotlaibähnlichen Körper bildet. Wenn ferner die Grenzfläche dieses Körpers constant oder doch wenigstens im grossen und ganzen constant mit einem stratigraphischen Niveau der ihn einschliessenden Schichten im Contact wäre, so würde ich nach allem, was in dem Abschnitt über Lakkolithen gesagt ist, kein Bedenken tragen, die Adamello-Tonalitmasse als einen Lakkolithen zu bezeichnen. Und ich glaube, dass man mir im allgemeinen trotz seiner nicht ganz vorschriftsmässigen Form beipflichten würde.

Wir müssen aber mit allen Beobachtungen rechnen, auch mit der, dass das Niveau der mit dem Tonalit in Primärcontact tretenden Schichten, wenn auch gewöhnlich nicht rapide, so doch stark wechselt, und zwar von krystallinen Schiefern bis zum Esinokalk (Cornovecchio). Es ergibt sich daraus, dass der Adamellotonalit zwar in vielen Beziehungen mit den echten Lakkolithen verwandt ist, in anderen Zügen aber und besonders in bestimmten Abschnitten

[1]) Das gilt nur dann nicht, wenn der Tonalit, was freilich auch noch nicht auszuschliessen ist, horizontale Oberfläche und nach unten gekrümmte Unterfläche gehabt hätte.

seiner Contactfläche mehr zu den Stöcken zu gehören scheint, immer vorausgesetzt natürlich, dass, wie ich gleich beweisen werde, er nicht zu den Batholithen gerechnet werden kann. Da dies nicht der Fall ist, so stellt er ein Uebergangsglied zwischen Lakkolith und Stock dar und kann entweder als Lakkolithstock oder als Stocklakkolith bezeichnet werden.

In Bezug auf die Batholithhypothese müssen wir berücksichtigen, dass die Autoren der Aufschmelzungshypothese für ihre Batholithen zwei wesentliche Kennzeichen haben, 1. die Assimilation der Salbänder, 2. den nach unten gleich gross bleibenden oder sich vergrössernden Querschnitt. Keines dieser Kennzeichen trifft für den Adamellotonalit zu. Sein Querschnitt verringert sich nach unten, da die ihn umlagernden Schichten rings um ihn herum fast überall unter ihn einschiessen. Aber auch eine Assimilation hat höchstens ganz local und im Verhältnis zu der ganzen Gebirgsmasse in unendlich kleinem Massstabe stattgefunden. Die einzigen Beispiele von Einschmelzung, die ich kenne, sind die von mir beschriebenen Einschlüsse von Hornfelsen, z. B. in dem Tonalit des Monte Aviolo, der durch Aufnahme der randlichen Substanz granatführend geworden ist. Ich will es nun gewiss nicht ausschliessen, dass die Zahl dieser Beispiele noch vermehrt werden kann. Sie kommen aber quantitativ nicht in Betracht. — Die folgende Darlegung ist vielleicht noch beweisender gegen die Hypothese der Assimilation. Das auch in dieser Arbeit von mir stets kurzweg als Tonalit bezeichnete Gestein ist keineswegs überall ein Hornblende und Biotit in ziemlich gleichen Mengen enthaltender, quarzreicher Diorit. Weit verbreitet sind Quarzglimmerdiorite und Quarzhornblendediorite; local kommen wohl auch quarzarme Varietäten vor; und ich verdanke meinem Freunde Dr. Riva sogar mehrere am Cornone (Freronegruppe) gesammelte Stücke, die ausserordentlich reich an einem noch nicht näher untersuchten monoklinen Pyroxen sind, der ausser der prismatischen auch pinakoidale Spaltbarkeit besitzt und somit vermuthlich zum Diallag gehört. Bei dieser grossen Variabilität des Eruptivgesteines ist es nicht wunderbar, dass die einzelnen Varietäten zum Theil bestimmte Verbreitungsbezirke haben; dennoch fand ich z. B. sehr hornblendearme, quarzreiche Varietäten als Randfacies ebensowohl im Contacte mit den sauren Quarzlagenphylliten des Nordens, wie mit basischen Pyroxen- und Amphibolhornfelsen der Westseite. Ich fand glimmer-

arme, hornblendereiche Varietäten in der Val Pallobia im Contact mit dem Muschelkalk, aber auch in centralen, weit von jedem Contact entfernten Theilen des Tonalitgebietes. Es ist hier ebensowenig wie in Norwegen möglich, aus der chemisch-mineralogischen Beschaffenheit des Eruptivgesteines den für die Assimilationshypothese nothwendigen Nachweis zu erbringen, dass eine Einschmelzung kolossaler Quantitäten von azoischen[1]) Quarzlagenphylliten, permischen Quarziten, Sandsteinen, Grauwacken, triadischen Mergeln und Kalksteinen stattgefunden habe. Dabei ist die Grenze zwischen dem Tonalit und den mannigfaltigsten Contactgesteinen stets haarscharf. Wenn aber selbst alle diese für mich vollständig beweisenden Gründe nicht vorhanden wären, so würde ich doch immer noch nicht verstehen, wie die Aufschmelzung mächtiger granitischer Magmen eine aus getrennten, auf einer gekrümmten Linie angeordneten und längs dieser in die Länge gestreckten Gliedern bestehende Kette von Granitkernen zu erzeugen vermag, die in einem unleugbaren Connex mit tektonischen Linien steht. Es sei denn, dass man seine Zuflucht auch zu orogenetisch erzeugten Spalten und Brüchen und im Gefolge dieser zu echten Injectionen längs der Discontinuitäten nehmen will. Dann aber haben wir ein Aufsteigen nicht mehr durch Aufschmelzung, sondern durch gemeine, von Druck bewirkte Ortsveränderung. Wir haben also keine Batholithen, sondern injicirte, beziehungsweise intrudirte Massen.

Was das Alter der Tonalitmasse[2]) betrifft, so geht aus der Metamorphose des Esinokalkes am Passo del Frate hervor, dass sie jünger als dieser, aber nicht, um wie viel sie jünger ist. Da wir indessen wissen, dass der Tonalit nicht die Oberfläche erreichte, sondern unter einer festen Kruste erstarrte und da der Esinokalk am Passo del Frate zum grössten Theil unter den Tonalit einfällt, beziehungsweise mit ihm wechsellagert, so müssen wir annehmen, dass dieser von noch jüngeren Schichten als der Esinokalk bedeckt gewesen sein muss. Leider fehlt uns jeder Masstab zur Berechnung der Dicke der Kruste. Die nordamerikanischen Lakkolithen, die aus Porphyriten bestehen, trugen zum Theil mehrere Tausende von Metern älterer Sedimente auf ihrem Rücken, der norwegische Drammengranit

[1]) Oder vielleicht cambrischen! (Vergl. Frech, Karnische Alpen, pag. 194.)

[2]) Ich bemerke hier ein- für allemal, dass ich der Kürze halber „Alter einer Granitmasse“ für das Alter der „mise en place“ und Verfestigung ihres Magmas sage.

aber [1]) kaum sehr viel mehr als 600 Meter. Das beweist, dass das Korn und die Structur der Lakkolithgesteine nicht blos von der Tiefe ihres Erstarrungsortes abhängen, sondern wahrscheinlich auch von ihrer Masse und ihrer Temperatur im Momente [2]) der Injection. Ich vermuthe auch, dass die Wärmeleitungsfähigkeit und die specifische Wärme der umgebenden festen Gesteine eine grosse Rolle dabei spielen, und dass der Dampfgehalt der Magmen und die Dauer ihrer Injection in Betracht kommen. Wie dem aber auch sei, so werden wir der Kruste, die den Tonalit vollständig granitisch erstarren liess, sicher keine geringere Dicke als der des Drammengranites zuschreiben dürfen und werden mit 600 Meter wahrscheinlich weit hinter der Wirklichkeit zurückbleiben. Eine Dicke von 600 Meter bedeutet aber bereits, dass der Tonalit wenigstens das Alter des Hauptdolomites hätte. Wir gelangen also auf diesem Wege zwar nicht zu einer Bestimmung des Alters, aber immerhin zur Bestimmung einer Maximalgrenze des Alters.

Das schon erwähnte Factum, dass Tonalitgerölle bisher nur aus diluvialen Ablagerungen bekannt sind, gibt eine Minimalgrenze. Suchen wir nun nach weiteren Kriterien, so haben wir zu beachten, dass Gänge von porphyritischen Gesteinen den Tonalit durchsetzen, aber leider ist das Alter der Gänge ebenso unbekannt als das des Tonalites, wenn auch Cozzaglio [3]), da er solche Gänge niemals im Hauptdolomit sah, sie für älter als den Hauptdolomit hält. Dem ist aber gegenüber zu stellen, dass in den Gegenden, wo der Hauptdolomit erhalten ist, es zufälligerweise auch in den tieferen Niveaus nur wenig Gänge gibt, so dass dieser negative Beweis nicht ausreicht.

Das Verhältnis der Tonalitmasse zu den tektonischen Linien liefert auch wenig Resultate. An der Judicarienlinie ist der Tonalit sicher durch Druck geschiefert worden. Das beweist aber nur, dass die letzten Bewegungen an dieser wahrscheinlich sehr alten Bruchlinie der Tonalitintrusion folgten; ihre Anlage kann viel älter als diese sein. Die heteropischen Verschiedenheiten einiger mesozoischer Bildungen östlich und westlich der Gardaseelinie hängen wahrscheinlich

[1]) Nach Brögger.

[2]) Selbstverständlich handelt es sich nicht wirklich um einen Moment, sondern um eine längere, vielleicht sehr lange Zeit.

[3]) Giorn. di Mineralogia, 1894 l. c.

nicht von der Präexistenz des Tonalites, sondern der Judicarienlinie und verwandter tektonischer Elemente ab und liefern somit gleichfalls keinen Anhaltspunkt.

Wir werden nun später sehen, dass bestimmte Beobachtungen in Kärnten es wahrscheinlich machen, dass auch der Adamellotonalit wenigstens jünger als der obere Jura sein dürfte. Aus den Beobachtungen im Adamellogebiet selbst aber folgt nur das bescheidene Resultat, dass seine Intrusion zwischen der Zeit des Hauptdolomites und der Diluvialzeit liegt. Denn man hat absolut kein Recht, wie es bisher gewöhnlich geschah, zu sagen: „Der Tonalit metamorphosirt die Trias; folglich ist er triadisch."

II. Iffingerkern.

Dass ich im Anschlusse an den Adamello auch den Iffingerkern und einige andere Gebiete kurz bespreche, in denen ich nicht selbst Beobachtungen angestellt habe, hat seinen Grund in der in der Einleitung begründeten Annahme der Syngenese all der zum periadriatischen Randbogen gehörigen Massen. Hinsichtlich des Iffinger aber kann ich mich um so kürzer fassen, da ich von meinem verehrten Freunde, Herrn Professor Grubenmann in Zürich, höre, dass er eine monographische Beschreibung dieses interessanten Gebietes bereits begonnen hat und in wenigen Jahren veröffentlichen wird. Ich gebe daher nur die für meine Zwecke in Betracht kommenden Angaben wieder und bemerke im voraus, dass ich das massige Gestein mit Grubenmann der Kürze halber als „Tonalit" bezeichnen werde, obwohl es wahrscheinlich auch in anderen Varietäten ausgebildet ist.

Pichler[1]) hob hervor, dass der Phyllit zwischen Aicha und Schabs, also an der Südgrenze der Masse, fast unter rechtem Winkel gegen den Tonalit streicht, beobachtete Gänge von Tonalit im Schiefer und Einschlüsse von Schiefer im Tonalit, zweifelte aber am Vorhandensein einer Contactmetamorphose. Doch sah er, dass der Tonalit im Flaggerthal an der Grenze gegen den Phyllit feinkörnig und meist fest wie „gelöthet" mit dem Schiefer verbunden ist. Auch bemerkte er, dass der Phyllit dort auf etwa einen halben Fuss Entfernung vom Tonalit dichter wird, splitterigen Bruch annimmt

[1]) Beiträge zur Geognosie von Tirol. Neues Jahrb. f. Min., 1871, pag. 256—274.

und von weisslichen Körnchen durchstreut ist. Von einer anderen Stelle endlich wird angegeben, dass er geradezu ein krystallinisch-körniges Gestein, kaum noch mit Spuren von Schieferung, also wohl ein Hornfels geworden ist. Aus diesen Angaben Pichler's, eines ausserordentlich glaubwürdigen Beobachters, geht bereits hervor, 1. dass der Brixener Tonalit die Phyllite durchbrochen und 2. vermuthlich Contactwirkungen in ihnen hervorgerufen hat; 3. dass er wenigstens stellenweise in eine besondere, nur durch Primärcontact erklärbare feinkörnige Grenzfacies übergeht und dass 4. an einer Stelle sicheren Primärcontactes die Phyllite nicht der Grenze parallel verlaufen.

Die Arbeit von C. W. C. Fuchs[1]) liefert für meinen Zweck nur sehr wenig Resultate. Er nennt das Gestein „Tonalit-Granit", also genau im Sinne von Brögger „Adamellit", und erwähnt daraus „scharf abgekrenzte dunkle Partien", offenbar Reyer'sche Schlierenknödel. Dass der nach seiner Karte auf der Westseite des Larchbühels mächtig entwickelte Pegmatit eine innigere Beziehung zu dem Eruptivgestein hat und geradezu als Grenzfacies des Tonalites anzusehen ist, wurde erst durch Grubenmann nachgewiesen. Ungleich wichtiger sind die Untersuchungen Teller's, der im Auftrage der Wiener geologischen Reichsanstalt das Iffinger- und Rieserfernergebiet geologisch aufnahm. Teller erkannte bereits 1878[2]), dass die südöstliche Begrenzung des Iffingertonalites keine primäre ist, sondern von der Fortsetzung der Judicarienbruchlinie gebildet wird. Später verfolgte er[3]) die Tonalitmasse bis über die Brennerstrasse hinweg zu ihrem Ostende und constatirte, dass die Iffingermasse wirklich in continuirlichem Zusammenhange mit der sogenannten Brixener Masse steht. Er entdeckte die Ueberschiebung des nördlich der Tonalitmasse vorgelagerten Gebirges und die Einfaltungen der Diploporen führenden Triaskalke in die Phyllite, beobachtete den durch regelmässige Auflagerung der krystallinen Schiefer auf den Tonalit domförmigen Bau des östlichen Theiles des Kernes und verfolgte den Judicarienbruch bis an sein östliches Ende im Penserthale. Auf der Nordseite des Tonalites fand er ein als „Tonalitgneiss" bezeichnetes Gestein, das er für eine Uebergangsbildung zwischen dem Tonalit

[1]) Eine geologische Karte der Umgebung von Meran. Neues Jahrb. f. Min., 1875.

[2]) Verhandl. geol. Reichsanst., Wien, pag. 392—396.

[3]) Ebenda 1880, pag. 91—98 und 1881, pag. 69—74.

und den umgebenden krystallinen Schiefern hielt. Diese, wie wir sehen werden, irrige Auffassung hatte natürlich zur Folge, dass er die ganze Masse für den krystallinen Schiefern gleichalterig und mit ihnen in syngenetischem Verbande befindlich erklärte.

So war der Grund zu zwei diametral entgegengesetzten Auffassungen gegeben, von denen eine jede scheinbar sichere Beweisgründe zur Verfügung hatte.

Erst Löwl (l. c. 1893, pag. 10—11) brachte die Frage wieder in Fluss. Er beobachtete, dass der auf der Nordseite der Brixener „Granit"-Masse anstehende „Tonalitgneiss" nicht, wie Teller glaubte, sowohl in den Tonalit wie in die Schiefer übergeht, sondern von beiden scharf geschieden sei. Er führt nach ihm sogar Schiefereinschlüsse und „muss demnach aus einer intrusiven Felsart hervorgegangen sein". Dennoch hält er den „Tonalitgneiss" nicht für eine Randbildung des Tonalites, sondern „eher für eine scharf begrenzte tonalitische oder dioritische Schliere, mit deren Förderung die Intrusion des Iffingerkernes begann". Löwl bestätigt die ältere Wahrnehmung Pichler's vom Auftreten aplitischer „Granitgänge" in den „quarzitischen Schiefern" in der Nähe des Tunnels zwischen Aicha und Schabs und hält die „Zusammengehörigkeit dieser Gänge mit dem kaum 30 Meter entfernten Kern" für zweifellos. Hinsichtlich der Pichler'schen Angabe, dass in jener Gegend die Phyllite fast unter rechtem Winkel am Tonalit abschnitten, sagt er: „Es gewinnt den Anschein — aufgeschlossen ist die Gesteinsgrenze nicht —, dass die quarzitischen Schiefer von dem Granit unter spitzem Winkel abgeschnitten werden."

Ein weiteres überzeugendes Argument für die eruptive Natur des Iffingerkernes ist der Nachweis zweier grösserer Schieferschollen in dem Eruptivgestein, obwohl ich nicht zugestehen kann, dass der „Fettglanz" des einen Gesteines ohne Weiteres als diagnostisches Erkennungsmittel von Cordierit verwertet werden kann. [1])

Was die Lagerung der Schichtgebilde im Contacte mit dem Tonalit betrifft, so geben Teller und Löwl an, dass sich die Schieferhülle mit Ausnahme des Südostrandes des südwestlichen Theiles, wo Secundär-

[1]) Auch die von Suess (l. c. pag. 355, Anm. 13) beobachteten Blöcke von „wachsgelbem Hornstein" dürften, wenn sie wirklich echte Hornsteine sind, kaum etwas mit der Contactmetamorphose zu thun haben.

contact vorliegt, regelmässig über dem Eruptivgestein wölbt, in derselben Weise, wie dies Löwl auch für den nördlichen Theil des Adamello-Gebirges nachgewiesen zu haben glaubte. Doch wurden von Rothpletz[1]), dessen „geologischer Querschnitt durch die Ostalpen" die Brixener Masse bei Mühlbach schneidet, Zweifel darüber ausgesprochen. Er gibt nämlich an, dass der Contact im Meraner Thale auf der Nordseite „eine, wie es scheint, ganz ebene, aber mit etwa 70° nach Norden einfallende Grenzfläche ist. Apophysen und Wirkungen einer Contactmetamorphose gehen von ihr nicht aus: und ich halte es deshalb für wahrscheinlich, dass es eine Verwerfungsspalte sei."

Vor kurzem wurde von Grubenmann eine genaue petrographisch-geologische Untersuchung des Brixen-Meraner Gebietes begonnen und in einer kurzen vorläufigen Mittheilung Bericht darüber erstattet.[2]) Das Eruptivgestein wird hier als Tonalit bezeichnet und sein Reichthum an „basischen Concretionen" hervorgehoben. Im Innern der Masse ist das Gestein nach Grubenmann grobkörnig, während es nach aussen feineres Korn und Schieferung annimmt. Der „Tonalitgneiss" wird im Gegensatz zu Löwl als Randfacies angesehen; die Pegmatitgänge des Marlinger Berges werden als Tonalitaplite, und zwar als Apophysen der Hauptmasse bezeichnet. Endlich wird hervorgehoben, dass Dynamometamorphose einen nicht unbedeutenden Einfluss auf die jetzige petrographische Ausbildung vieler Gesteine des Gebietes ausgeübt hat.

Auch im Gebiete des Iffinger Tonalites treten gangförmige porphyritische Eruptivgesteine auf. Sie wurden von Pichler, Teller, v. Foullon und Cathrein beschrieben und durchsetzen mehrfach das tonalitische Kerngestein. Indessen dürften auch hier, wie im Adamello-Gebiete[3]), ältere, vor der Intrusion des Tonalites injicirte, von den jüngeren ihr folgenden Porphyriten zu unterscheiden

---

[1]) Stuttgart 1894, pag 162 und 217.

[2]) Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss., Wien, 23. Jänner 1896. Unter „Tschermak", pag. 5—6 des Sonderabdruckes.

[3]) Frech unterscheidet weiter im Osten (Karnische Alpen. Halle 1894, pag. 197) sogar vier verschiedene Eruptionsepochen, nämlich Untersilur (Diorite, Porphyrite), Untercarbon (Diabase, Mandelsteine), Perm (Quarzporphyre), obere Grenze des oberen Muschelkalkes (Raibler Quarzporphyrdecken).

sein. Da indessen auch hier kein Mittel vorliegt, ihr Alter festzustellen, so können sie uns nicht zur Altersbestimmung des Tonalites verhelfen.

Ich würde mich für die Discussion des Iffingerkernes auf diese Angaben beschränken müssen, wenn nicht Herr Professor Grubenmann die Freundlichkeit gehabt hätte, mir noch einige wichtige, bisher noch nicht von ihm publicirte Beobachtungen brieflich [1]) mitzutheilen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle bestens danke. Ich reproducire mit seiner Erlaubnis seine eigenen Worte: „Ich halte den Tonalit für spät triadisch, die Schieferhülle für paläozoisch-triadisch, jedenfalls für älter als den Tonalit. . . . Es ist mir auch gelungen, in der Schieferhülle Contacterscheinungen nachzuweisen, z. B. andalusit- und cordieritführende, gneissige und phyllitische Gesteine, die zum Theil mit ihrer inneren, zum Theil mit der äusseren Contactzone am Monte Aviolo übereinstimmen. Dagegen halte ich dafür, dass nach der Eruption, über Tonalit und Schieferhülle gemeinsam noch weitere tektonische Veränderungen ergangen sind, die dazu führten, einen Theil der Contactwirkungen durch Dynamometamorphose zu verwischen oder gar zu verdrängen."

Das ist der heutige, noch nicht sehr befriedigende Stand unserer Kenntnisse über den Iffingerkern. Immerhin gehen daraus die folgenden Thatsachen hervor: 1. Das tonalitische massige Gestein des Iffingerkernes ist jünger als die es umgebenden Schiefergesteine. 2. Es ist eine intrusive, unterirdisch erstarrte Masse; denn sie entsendet Gänge nicht nur in das Liegende, sondern auch in das Hangende und umschliesst Einschlüsse aus allen beiden. 3. Das Eruptivgestein hat die umgebenden Schichtgesteine metamorphosirt. 4. Es ist bestimmt älter als die letzten Bewegungen an der Judicarienlinie. 5. Der sogenannte „Tonalitgneiss" ist eine Grenzfacies des Tonalites.

---

[1]) Am 2. April 1896. — Mittlerweile sind Grubenmann's Resultate in zwei, leider im Texte nicht mehr verwerthbaren Arbeiten publicirt worden: „Ueber den Tonalitkern des Iffinger bei Meran." (Südtirol.) Vierteljahrsschrift Naturf. Ges. Zürich 1896 und „Ueber einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der Tonalite", diese Zeitschr., XVI, pag. 185.

Ungleich schwieriger ist zu bestimmen, ob die Iffingertonalitmasse ein Batholith, ein Stock oder ein Lakkolith ist und welches Alter sie hat. Die Unterlage des Tonalites ist nicht bekannt. Sie könnte fehlen, kann aber auch vorhanden sein. Das Factum, dass die Tonalitaplitgänge des Larchbühels nicht basischer sind, obgleich sie in unmittelbarer Nachbarschaft von Marmorlagern auftreten, spricht gegen eine Assimilation der Salbänder. Was aber in dieser Beziehung ebenso wie in der Altersfrage für mich entscheidend ist, das ist die Zugehörigkeit unserer Masse zu dem periadriatischen Randbogen. Läge sie ganz isolirt in den Alpen und liesse sie keine Beziehungen zu anderen verwandten Massen erkennen, so würde ich mir kein Urtheil darüber erlauben. So aber führen mich die in der Einleitung dieser Arbeit besprochenen Thatsachen in der That zur Annahme des syngenetischen Verbandes mit dem Adamellotonalit, also zur Annahme eines höchstens obertriadischen, wahrscheinlich noch geringeren Alters, sowie zur Ausschliessung der Batholith-Hypothese. Nur über die Frage, ob der Iffingerkern ein echter Lakkolith ist oder ein Stock oder ebenso wie der Adamellokern eine Uebergangsform zwischen beiden, darüber ist keine Entscheidung möglich, bevor nicht zahlreichere Beobachtungen über die Stellung und Richtung der den Tonalit umgebenden Schichtgebilde bekannt sein werden.

III. Rieserfernergruppe.

Nordöstlich vom Ostende der Iffinger Centralmasse, und zwar unmittelbar östlich von Taufers im Ahrenthale erhebt sich die dritte grosse Tonalitmasse des periadriatischen Randbogens, die zuerst von Teller gründlich untersuchte und vortrefflich beschriebene Antholzer- oder Rieserferner-Masse. Sie reicht im Osten in das Defereggenthal hinein bis zum Kleinitzbache. Teller[1]) stellte fest, dass der Tonalit domförmig in den Schiefern und Gneissen steckt und von ihnen regelmässig überwölbt wird und glaubte wahrzunehmen, dass er mit ihnen nicht nur durch Wechsellagerung, sondern auch durch Uebergänge verbunden sei. Von dem südlicher gelegenen Zinsnockkern, einer isolirten, gleichfalls in Ost-West-Richtung in die Länge gezogenen Quarzglimmerdiorit- und Pegmatit-Masse, constatirte er im Gegensatz zu einer älteren Angabe von Löwl, dass sie in einem

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst., Wien 1882, pag. 342—346.

höheren Niveau als die Hauptmasse enthalten und von dieser unabhängig ist. Auf Grund scheinbarer Uebergänge zwischen den Eruptivgesteinen und den krystallinen Schiefern nahm er auch für diese Gebirgsgruppe Gleichalterigkeit und Syngenese zwischen Tonalit und Schiefer an.

Löwl[1]) untersuchte das Rieserfernergebiet sehr eingehend und bewies, dass das Tonalitgestein Gänge in die Schiefer entsendet. Ein echter Tonalitgneiss ist nach Löwl's und Becke's[2]) Angaben nicht vorhanden, wohl aber zwei chemisch saurere von Becke als „Randtonalit" und „Randgranitit" bezeichnete Grenzfacies. Die Masse wird von krystallinen Schiefern umgeben, die sich auch nach Löwl regelmässig auf sie auflegen und sie auf der Südseite des westlichen Theiles und östlich im Defereggenthale noch deutlich überlagern. Der Zinsnockkern ist den Schiefern concordant eingelagert und besteht in seiner unteren Masse aus Pegmatit, in der oberen aus Quarzglimmerdiorit. Der theoretisch supponirten Unterlage des Hauptkernes werden einzelne Einschlüsse von Gneissen im Tonalite zugeschrieben.

Die Eruptivgesteine haben nach Becke eine deutliche, wenn auch nicht sehr intensive Contactmetamorphose in den Schichtgesteinen hervorgebracht.[3]) Lagergänge sind in der Umrandung der Hauptmasse häufig.

Die beschriebenen Beobachtungen führen zu dem Schlusse, dass die Kerne der Rieserfernergruppe echte regelmässig gebaute Lakkolithen sind. Aber die zweite Annahme Löwl's, dass die regelmässige Kuppelform der Schiefer ein der ersten Faltung der krystallinen Schiefer vorhergehendes Alter der Intrusion beweise, ist schon von Becke bezweifelt worden und scheint mir nach den Ausführungen im ersten Theile dieser Arbeit hinfällig zu sein. — Dass der Zinsnockkern kein Batholith sein kann, ist klar, da wir

---

[1]) 1893. Petermann's Mittheil., l. c.

[2]) Tschermak's Mittheilungen, XIII, 1893, pag. 379—432 und 433—464.

[3]) Sehr wichtig scheint mir Becke's Beobachtung, dass ein röthlich-grauer Schuppengneiss des Staller Sattels sich als ursprünglich klastisch zu erkennen gibt. Obwohl die Zahl solcher Beobachtungen sich mehrt (vergl. Novarese, Boll. Com. geol., 1895, pag. 6 des Sonderabdruckes) und voraussichtlich ja noch weiter mehren wird, so möchte ich doch in diesem speciellen Falle den Zweifel aussprechen, ob die Staller Gesteine nicht eher eine metamorphe Einfaltung jüngerer klastischer Bildungen als „Gneissphyllite" sein könnten.

seine Unterlage kennen; aber auch für die Hauptmassen der Rieserferner folgt aus ihrer Syngenese mit dem Adamello, dass sie keine Aufschmelzungsmassen sein können. Auch dem Alter nach gilt das für den Adamello Gesagte.

IV. Gänge des Iselthales.

Löwl und Becke wiesen nach, dass die schon von Stur, Teller und v. Foullon beschriebenen Gänge, die sich im Streichen des langgestreckten Ostendes des Rieserfernerkernes bei St. Johann im Walde im Iselthal finden, echte Tonalite sind und ohne Zweifel eine (möglicherweise auch unterirdisch im Zusammenhange befindliche) Fortsetzung der Rieserferner-Tonalite darstellen.

V. Polinikgänge.

Aber auch noch viel weiter nach Osten, in Kärnten, an dem in der Luftlinie über 30 Kilometer von St. Johann im Walde entfernten Polinik und bei Zwickenberg oberhalb Oberdrauburg, in der Kreuzeckgruppe zwischen Drau- und Möllthal, treten, nach Berwerth's Untersuchungen[1]), Gänge und Lagergänge von Porphyriten auf, wie sie von Becke in der Rieserfernergruppe als „Tonalitporphyrite“[2]) bezeichnet und als ein porphyrisch erstarrtes Aequivalent des Tonalitmagmas erkannt wurden. Es ist daher gewiss ganz gerechtfertigt, wenn Becke[3]) in diesen Gängen Ausläufer der hier als periadriatischer Randbogen bezeichneten Kette von Tonalitmassen vermuthet.

Aber auch hier sind wir noch nicht an ihrem Ende, sondern haben nur den vermittelnden Uebergang zu den am weitesten nach Osten gelegenen granitisch-körnigen und porphyrischen Intrusiv-

---

[1]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1895, 14. Februar, pag. 2 des Separatabdruckes. Unter Becke.

[2]) Grubenmann schlägt in seiner soeben citirten Arbeit vor, den Namen „Tonalitporphyrit“ nur auf den von Pichler als „Töllit“ bezeichneten Typus anzuwenden. Doch ist das für meine geologischen Betrachtungen hier ohne Bedeutung, da Grubenmann, wie er mir persönlich mittheilte, auch die Becke'schen „Tonalitporphyrite“ für ein geologisches Aequivalent der grossen tonalitischen Massen hält.

[3]) Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss., Wien 1895, 14. Februar, pag. 2 des Separatabdruckes. Unter Becke.

gesteinen von Eisenkappel-Schwarzenbach, Prävali und dem Bachergebirge.

VI. Granitische Gesteine von Eisenkappel und Schwarzenbach.

Der schmale, über 30 Kilometer lange Eruptivgesteinszug von Eisenkappel und Schwarzenbach im südöstlichen Kärnten ist seiner Lage und Zusammensetzung nach schon im Jahre 1868 von Ed. Suess vortrefflich beschrieben worden.[1]) Suess beging das von Eisenkappel[2]) nach Südsüdwesten verlaufende und ein ausgezeichnetes Querprofil durch die Schichtserie und die Eruptivmassen bildende Vellachthal und verfolgte diese letzteren in östlicher Richtung durch das obere Missthal über Koprein nach Schwarzenbach. Suess unterscheidet mehrere parallele, ungefähr ostwestlich streichende, lange Züge von Eruptivgesteinen, und zwar von Norden nach Süden erst „Granitit", dann dunkleren hornblendereicheren „Syenit, von dioritischem Aussehen, da und dort von Gängen oder kleineren Lagern von einem lichten Syenit durchzogen; stellenweise ist es ganz dichter Hornblendefels". Dann folgt ein von Hochstetter untersuchter „Syenitporphyr von lichter Farbe", von neuem wenig mächtiger Granitit und zum Schlusse eine gleichfalls wenig mächtige Masse eines „dunklen dioritähnlichen Syenites". Weiter östlich aber schaltet sich dem südlich von diesen Eruptivmassen folgenden „Casannaschiefer" noch eine „Tonalitgneissmasse" ein, die gleichfalls ein den übrigen Massen paralleles Streichen hat und sich von dem „Tonalit, wie es scheint, nur durch eine Anlage zur Parallelstructur unterscheidet". Mitten durch den nördlichsten Granititzug soll eine Lage von röthlichem Schiefer und schiefrigem Kalk streichen. Weiter im Osten treten „grosse eckige Scherben des Casannaschiefers" als Einschlüsse im Granit auf. Die Schichtgesteine, welche mit den Eruptivmassen in Contact treten, sind im Norden „dunkelgrüner Schiefer mit zahlreichen Talkschuppen", im Süden die Casannaschiefer. An der Südgrenze des nördlichen Eruptivzuges im Vellachthal ist zwar der unmittelbare Contact nicht aufgeschlossen; doch folgen gleich darauf „Thonschiefer", die westnordwestlich streichen und südsüdwestlich fallen, also anscheinend regelmässig auf dem

[1]) Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., 1868, pag. 260—264 und pag. 805.

[2]) Früher gewöhnlich „Kappel" genannt.

Eruptivgestein aufliegen. Auch sonst scheint wenigstens das Streichen der Schichtgebilde dem Streichen der Eruptivzüge parallel zu sein.

Von der späteren Literatur will ich hier nur die letzte, aber wichtigste Arbeit besprechen, nämlich einen kurzen, vorläufigen Bericht von H. Graber.[1]) Dieser unterscheidet älteren, durch Gebirgsdruck flaserigen und deshalb als „Tonalitgneiss" bezeichneten Tonalit und jüngeren Hornblendegranitit. Letzterer ist „intrusiv in einem sedimentären Schiefergestein unbestimmten Alters, das auf der Karte als Gneiss ausgeschieden ist". Auch er beobachtet Einschlüsse des Schiefers im Granit, ausserdem aber Contactmetamorphose des ersteren. Unter den Contactgesteinen werden „Andalusitschieferhornfelse" und „Cordierithornfelse" aufgeführt. Der grobkörnige Hornblendegranitit bildet eine porphyrische Randfacies. Ueber die Tektonik der Intrusivmassen und der sie umgebenden Schichtgesteine wird bisher nur angegeben, dass der Granitit im Norden an grüne Schiefer stösst, ohne dass sich Contactphänomene beobachten liessen, und auch zwischen dem gneissartig struirten Tonalit und auf der einen Seite den Schiefern, auf der anderen der Trias wurde kein Intrusivcontact beobachtet. Danach würde also nur der Contact zwischen Granit und den krystallinen Schiefern (Casannaschiefern Suess') als primär aufzufassen sein.

Die angeführten Beobachtungen ergeben vor allen Dingen, dass die Zahl der Störungen des Gebirges viel grösser ist als im Westen und dass man daher ohne nähere Untersuchungen, wie sie jetzt von Graber versprochen werden, aus dem parallelen Streichen der Eruptivgesteine und Schiefer noch nicht den Schluss ziehen darf, dass es sich um Lakkolithen handelt. Denn in stark gequetschten Gebieten haben die Streichrichtungen discordanter Gebilde stets eine Tendenz, sich normal zur Druckrichtung, also unter einander möglichst parallel anzuordnen. Immerhin dürften die geringe Breite der Eruptivmassen und die scharfe Abgrenzung der von Suess beobachteten „Casannaschiefer"-Einschlüsse es ausschliessen, dass Batholithen vorliegen. Auch Vulcannarben sind wohl ausgeschlossen, da wir keine auf unsere Eruptivgesteine beziehbaren Laven oder Tuffe kennen. Ob es aber Stöcke oder Lakkolithen, beziehungsweise Mittelglieder zwischen diesen sind, das ist noch zu unter-

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst, 1896, 18. Februar.

suchen und kann auch nicht durch die Zugehörigkeit unserer Massen zu dem periadriatischen Randbogen nachgewiesen werden. Für ihre Altersbestimmung liegen keine direct verwertbaren Daten vor, wenn wir davon absehen, dass sie natürlich jünger als die von ihnen umschlossenen und metamorphosirten krystallinen Schiefer sein müssen. Doch werden wir sie sicherlich derselben Periode zuschreiben wie all die übrigen Glieder unseres Randbogens.

VII. Gänge von Prävali.

Etwa 8—9 Kilometer nördlich von dem beschriebenen Intrusivzuge, in der weiteren Umgebung von Prävali an der Mies, wurden von Teller[1]) zahlreiche zum Theil schon von Rosthorn als „graue Porphyre" erwähnte Porphyritgänge aufgefunden, die einen „Complex von Phylliten und Phyllitgneissen mit Lagern von Pegmatit und Bänderkalk durchsetzen" und „bis in die Gesteine der mittleren Trias — den sogenannten erzführenden Kalk — hinaufreichen". Sie bilden „geologisch wie petrographisch ein genaues Analogon zu den vor kurzem aus Tirol beschriebenen porphyritischen Eruptivgebilden, speciell zu den durch ihre reiche accessorische Granatführung auffälligen Quarzglimmerporphyriten des Iselthales und benachbarter Gebiete". In einer später erschienenen Mittheilung[2]) gibt Teller an, dass diese Eruptivgesteine die Kalke und Dolomite der oberen Trias und an einer Stelle sogar oberjurassische Aptychenschiefer durchbrochen haben. H. v. Foullon[3]), dem wir auch die erste petrographische Beschreibung der von Teller zum Vergleiche herangezogenen Porphyrite verdanken[4]), hebt gleichfalls hervor, dass die Vorkommnisse von Prävali den Gesteinen von Oblasser im Iselthale äusserst ähnlich sind, von denen wir jetzt durch Löwl und Becke wissen, dass sie echte, nur in der Nähe der Salbänder porphyrisch erstarrte Tonalitgänge sind. Immerhin scheint der porphyrische Charakter der Kärntner Vorkommnisse deutlicher ausgesprochen zu sein als der der Tiroler Gesteine. H. v. Foullon unterscheidet unter den ersteren zwei verschiedene Typen. Ein chemisch untersuchtes Gestein von der Wolfsgrube enthält (mit etwa 60% Kiesel-

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanst., Wien 1889, pag. 5.
[2]) Ebenda, 1893, pag. 183.
[3]) Ebenda, 1889, pag. 90—96.
[4]) Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1886, pag. 747—777.

säure) in einer holokrystallinen Grundmasse grosse porphyrische Krystalle von Quarz, Plagioklas, Hornblende und Biotit. Die Gesteine des Lieschagrabens bei Prävali haben einen etwas verschiedenen Habitus und scheinen hornblendefrei zu sein. Aber wahrscheinlich gehören alle diese Gänge zu dem von Becke wegen seiner geologischen Beziehung zum Tonalit „Tonalitporphyrit" genannten Gestein. Ich möchte an dieser Stelle darauf aufmerksam machen, dass auch der von mir im Jahre 1890[1]) beschriebene granatführende Quarz-Glimmerporphyrit vom Monte Colmo (Aviologebiet in der Adamellogruppe) ein typisches Glied derselben Gesteinsgruppe ist, und dass die Porphyrite dieser Gruppe nicht nur im Bereiche der Rieserfernerkerne, sondern auch in der Adamellogruppe bisher niemals gangförmig im Tonalit selbst, auch nicht in grösserer Entfernung von der Centralmasse, sondern nur in deren directer Umgebung auftreten. Das aber ist ein schwerwiegender Beweis für die Anschauung, dass diese Tonalitporphyrite nur porphyrisch in engen Spalten erstarrtes Tonalitmagma sind.

VIII. Bachergebirge.

Gehen wir noch etwas weiter nach Osten, und zwar über den Misslingbach hinweg, so erreichen wir das bereits in Steiermark, nicht mehr weit von der ungarischen Grenze entfernt gelegene Bachergebirge, das östlichste zu unserem Randbogen gehörige Eruptivgebiet. Dies besitzt bereits ein ungefähr ostsüdöstliches Streichen und beginnt also den Bogen im Sinne des dinarischen Streichens zu wenden. Seine geologische Geschichte ist äusserst complicirt. Nach den älteren Untersuchungen von Anker[2]), A. v. Morlot[3]), Lipold[4]), Rolle[5]), v. Zollikofer[6]) und Stur[7]) schien fest-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 548. Vergl. auch Riva, Mem. Ist. Lomb., 1896, Vol. XVII, pag. 209 ff.

[2]) Kurze Darstellung der mineral.-geogn. Gebirgsverhältnisse der Steiermark. Graz 1835, pag. 30—41.

[3]) Zweiter Ber. d. geogn.-montan. Vereins f. Steiermark, Graz 1853.

[4]) Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien 1856.

[5]) Ebenda 1857. Es existirt auch eine besondere geologische Beschreibung Rolle's der Gegend von Windischgrätz, von der mir nur die bei Teller citirten Theile zugänglich waren.

[6]) Ebenda 1859.

[7]) Geologie der Steiermark, 1871. — Die im Programm des k. k. Staatsgymnasiums in Marburg (1881 und 1882) erschienene Arbeit „Das Bachergebirge"

zustehen, dass die ganze Axe des Bachergebirges von einem echten Granit gebildet sei und im Nordwesten von Thonschiefern oder Phylliten, längs der ganzen übrigen Umrandung aber nur von krystallinen Schiefern begrenzt werde. Hinsichtlich der Lagerung der Schichtgebilde nahm Rolle an, dass sie den Granit regelmässig kuppelförmig umgeben, während v. Morlot und v. Zollikofer ein Einfallen der Schiefer gegen den Granit beobachtet zu haben glaubten. Dabei hob schon Rolle hervor, dass in dem westlichen Theile des Bachergebirges das Korn des Granites sehr fein sei und dass das Gestein dort eine Annäherung zur Porphyrstructur zeige. In der von Teller citirten späteren Abhandlung (vergl. Fussnote 5 der vorhergehenden Seite) erklärte er den Granit bereits für ein jüngeres Durchbruchsgestein, da er in dem westlichen Theile vielfach Apophysen von ihm in dem Thonschiefer zu beobachten glaubte.

Neuerdings sind nun durch Arbeiten von Teller[1]), Dölter[2]), Eigel[3]), Pontoni[4]), Ippen[5]) und Dreger[6]) viele neue Thatsachen beobachtet und strittige Fragen discutirt worden. Teller und Dreger unterscheiden im Bachergebirge zwei in ihrer Tektonik wesentlich verschiedene Theile, nämlich eine östliche Region und eine westliche in der Velka Kappa gipfelnde. Der östliche Theil besteht, wie jetzt von allen Seiten anerkannt wird, aus einer intrusiven granitischen Felsart, die allerdings stellenweise eine Art Flaserung erkennen lässt und dadurch gneissartig erscheint. Der westliche Theil

---

von Franz Horák ist im wesentlichen eine Compilation, enthält aber einige neue Fundortsangaben.

[1]) Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1893, pag. 169—183 und 1894, pag. 241—246.

[2]) Zur Geologie des Bachergebirges, Graz 1893—1894. Mittheil. d. naturw. Vereins für Steiermark, Jahrgang 1893. — Ueber den Granit des Bachergebirges. Ebenda, Jahrgang 1894.

[3]) Ueber Granulite, Gneisse, Glimmerschiefer und Phyllite des Bachergebirges. Graz. Ebenda 1894. — Ueber Porphyrite des Bachergebirges. Ebenda 1894.

[4]) Ueber die mineralogische und chemische Zusammensetzung einiger Granite und Porphyrite des Bachergebirges. Tschermak's Mittheil., Bd. XIV, 1895, pag. 360 bis pag. 374.

[5]) Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolgesteine des Bachergebirges. Mittheilungen d. naturw. Vereins f. Steiermark, Jahrg. 1892, Graz 1893. — Zur Kenntnis einiger archäischer Gesteine des Bachergebirges. Ebenda, Jahrg. 1893, Graz 1894, pag. 174.

[6]) Verhandl. d. geol. Reichsanstalt, Wien 1894, pag. 247—250.

besteht nach Teller und Dreger aus krystallinen Schiefern, die von einer erstaunlich grossen Zahl von mächtigen Quarzglimmerporphyritgängen[1]) und weniger mächtigen Hornblendeporphyritgängen[2]) durchsetzt werden. Die ersteren sollen den Typus der Tonalitporphyrite von Prävali tragen, denen ein wenigstens oberjurassisches Alter zukommt. Die Grazer Geologen sehen in diesen Gängen Apophysen der östlicheren Granitmasse, während Teller und Dreger sie für unabhängig von dem Granit zu halten geneigt sind, aber umgekehrt wieder von einer anderen Stelle Apophysen des Granites beschreiben, die von den Grazer Geologen nicht als solche anerkannt werden. In Bezug auf diese letztere Erscheinung habe ich kein Urtheil. In Bezug auf die erstere Frage aber scheint es mir äusserst unwahrscheinlich zu sein, dass so mächtige Gangbildungen von petrographisch und chemisch so ähnlichem Charakter ganz unabhängig von dem unmittelbar benachbarten und im Streichen des Gebirges auf sie folgenden Granit sein sollen, um so mehr, als ja jetzt beide Parteien darüber einig sind, dass dieser letztere wirklich intrusiv und jünger als die ihn umlagernden Schiefer ist. Auch der Umstand, dass Teller und Dreger die porphyrischen Gesteine als Quarzglimmerporphyrite bezeichnen, während die Grazer Geologen sie Granitporphyr[2]) nennen, scheint sich mir daraus zu erklären, dass sowohl der „Granit" wie die Ganggesteine Orthoklas-Plagioklas-Gesteine, im Brögger'schen Sinne also „Adamellite", beziehungsweise porphyrische „Adamellite" mit holokrystalliner und wohl auch vielfach makroskopisch körniger Grundmasse sind. Ja, dieser Streit ist insofern interessant, als er zeigt, dass die Benennung solcher Uebergangsgesteine wirklich nützlich, wenn nicht unentbehrlich ist.

Es scheint mir aber festzustehen, dass die saureren, eine Annäherung zur porphyrischen Structur zeigenden oder wirklich porphyrischen Ganggesteine des westlichen Bachergebirges entweder in Zusammenhang mit dem Granit des östlichen Gebietes stehen oder mit einer unterirdisch verborgenen westlichen Fort-

[1]) Diese Gesteine wurden 1884 von E. Hussak (Verhandl. d. geol. Reichsanstalt) beschrieben.

[2]) Hier sehe ich natürlich von den wesentlich verschiedenen basischeren Porphyriten ab, die sich sowohl durch ihren Mineralbestand, wie durch ihren geringen Kieselsäuregehalt unterscheiden. Man vergl. Pontoni's Analysen, l. c. pag. 373.

setzung desselben Kernes, wenn auch der Zusammenhang vielleicht augenblicklich nicht aufgeschlossen sein mag.

Bei der Untersuchung der Lagerungsverhältnisse der die Eruptivmassen umgebenden Schichtgesteine besteht die grösste Schwierigkeit darin, primäre Lagerungsverhältnisse von den durch spätere Gebirgsbewegungen modificirten, primären Intrusivcontact von secundärem Dislocationscontact zu unterscheiden. Es wird dadurch auch sehr schwer, zu einer hinreichend begründeten Meinung über die Lagerungsform des Eruptivgesteins zu kommen.

Dölter[1]) hebt hervor, dass der von diesem eingenommene Raum die Form eines langgestreckten Paralleltrapezes habe. Er möchte daraus schliessen, dass der Bacher-Granit einen mächtigen „Gang" bilde, und fügt hinzu (pag. 18): „Ich halte den Granit des Bachers durchaus nicht für eine aus einem Gusse entstandene Eruptivmasse und glaube überhaupt, dass die meisten Granitmassive langsam entstanden sind .... Ich glaube, dass ein grosser Theil der sogenannten Masseneruptionen sich auf Anhäufung zahlreicher Gangmassen zurückführen lässt." Auch in der späteren Publication wird diese Anschauung ausdrücklich für den Bacher-Granit bekräftigt (l. c. pag. 12). Teller kommt zu etwas abweichenden Resultaten. Er gibt an, dass die „Gneissgranite in diesem Theile ihres Verbreitungsgebietes das Bild einer in die Schichtung eingekeilten Intrusion, gewissermassen eines Lagerganges im grössten Style hervorbringen, von welchem gangförmige Apophysen in das Nebengestein ausstrahlen." Er hebt aber ausdrücklich hervor, dass „hier mit der Bezeichnung Lagergang nur das äusserliche Bild der Erscheinung illustrirt werden soll. Denn in genetischer Beziehung bleibt hier noch für mancherlei andere Vorstellungen Raum. Die Anhänger der Lakkolithen-Theorie z. B. könnten die hier constatirten Thatsachen recht gut in ihrem Sinne interpretiren." Sehen wir nun im Einzelnen, welches Beobachtungsmaterial vorliegt. Nach Teller's und Dölter's Angaben liegen die krystallinen Schiefer an sehr zahlreichen Stellen auf dem Eruptivgestein und schmiegen sich ihm antiklinal an; dennoch ist auch die Zahl der Punkte, wo die Schiefer unter den Granit einfallen, keine geringe. So verflächen nach Teller die Glimmerschiefer auf der Ostseite des Massivs in dem Devinagraben und in

[1]) Zur Geologie des Bachergebirges, pag. 11 und 12.

dem Rücken von St. Martin unter das Eruptivgestein. Nach Dölter ist das Einfallen der Gneisse und Glimmerschiefer auf der Nordseite nach Süden, also wieder unter das Eruptivgestein gerichtet, während er und Teller übereinstimmend auf der Südseite ein von diesem weg, also gegen Süden gerichtetes Fallen beobachten. Das gilt aber nur für die Gneisse und Glimmerschiefer. Denn die das höchste Schichtglied bildenden Phyllite fallen nach Dölter in der That meist antiklinal vom Granit ab, auf der Nordseite nach Norden, auf der Südseite nach Süden. Diese Beobachtung führte Dölter zu der Vermuthung, dass der Phyllit discordant auf den älteren Schichtgesteinen liege. Doch liegt hier offenbar noch eine zweite, mir persönlich wahrscheinlichere Erklärungsmöglichkeit vor, nämlich die, dass der Granit auf der Nordseite zwischen Phyllit und Glimmerschiefer eingedrungen gegen Süden in tieferen Niveaus stecke und dazwischen die Schichten schräg abschneide, so dass der Durchschnitt etwa an die unsymmetrischen Lakkolithen vom Typus der Anthracite Range und des M. Marcellina erinnern würde. Am complicirtesten liegen die Verhältnisse in dem westlichen Theile des Bachergebirges. Dort fällt nach Teller, wenigstens an dem Südabhang die ganze Schichtserie concordant nach Norden ein und wird von den schon beschriebenen porphyrischen Aequivalenten des Bachergranites durchsetzt. An der Grenze zwischen dem östlichen, durch seinen massigen Granitkern charakterisirten Gebirgsabschnitt und dem westlichen Theile greifen nach Teller dunkle Gesteine der Quarzphyllitgruppe an der Einsattlung östlich vom Mali černi vrh auf den Hauptkamm des Gebirges hinauf und liegen dort auf dem Granit. — Auf Contactmetamorphose des Phyllites deutet eine Beobachtung von Teller[1]), wonach „in dem nordsüdlich streichenden Kammstück westlich von Malušnika der Phyllit von Granitapophysen thatsächlich netzförmig durchbrochen und stellenweise in ein hartes felsitisches Gestein umgewandelt" ist.

Was das Alter des Bachergranites betrifft, so hält ihn Dölter auf Grund des Vorkommens von Glimmerschiefereinschlüssen für jünger als die Gneisse, Glimmerschiefer und Amphibolite des Gebietes. Hinsichtlich der Phyllite aber ist er im Zweifel, ob nicht zwei Abtheilungen zu unterscheiden sind, von denen die eine älter, die andere jünger als das Eruptivgestein sei. Teller spricht sich, soweit mir

[1]) Verhandl. d. geolog. Reichsanstalt, 1893, pag. 173.

bekannt, nicht näher über diese Frage aus. Ich werde später noch darauf zurückkommen.

Ist es nun erlaubt, obwohl die Untersuchungen der österreichischen Geologen noch nicht zu Ende geführt sind, aus all den angeführten Thatsachen Schlüsse zu ziehen, so geschieht das natürlich mit der Reserve, die geboten ist, wenn man das strittige Gebiet nicht aus eigener Anschauung kennt. Doch scheint mir soviel mit Sicherheit festzustehen, dass auch der Granit oder, vielleicht besser gesagt, Adamellit des Bachergebirges ein echter Intrusivkörper ist, der unterirdisch unter einer Kruste von Phylliten und stellenweise noch älteren Gesteinen erstarrte. Von der Hauptmasse gehen porphyrisch struirte Gänge aus und durchbrechen die älteren Gesteine in unregelmässiger Weise. Auch Contactmetamorphose ist bereits an einer Stelle wahrscheinlich gemacht. Eine sichere Entscheidung, ob unser Intrusivkörper ein langgestreckter Gangstock oder ein Lakkolith oder endlich ein zwischen beiden Extremen stehendes Gebilde wie der Adamello ist, kann zur Zeit nicht gefällt werden. Die unleugbar vorhandenen Unregelmässigkeiten in der Begrenzung und der Niveauwechsel der mit dem Eruptivgestein in Contact tretenden Schichten sind der Deutung als Lakkolith nicht günstig, doch ist noch festzustellen, inwieweit diese Abweichungen von secundären Gebirgsbewegungen bedingt sind.

Zusammenfassendes über den periadriatischen Randbogen.

Wir haben in der vorhergehenden Schilderung eine grössere Anzahl von Intrusivmassen betrachtet, von denen die äussersten in der Luftlinie etwa 415 Kilometer, auf der bogenförmigen Linie aber, längs deren sie angeordnet sind, rund 450 Kilometer von einander abstehen.[1]) Sie erstrecken sich aus der Lombardei bis nach Steiermark. Ihre Gesteine sind in grösseren Räumen körnig, in engeren Spalten porphyrartig oder echt porphyrisch erstarrt und scheinen der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach von echten

[1]) Hier ist die Entfernung der nordöstlichsten Punkte des Bachergebirges und der südwestlichsten des Adamellomassivs gemessen.

Graniten durch Adamellite hindurch bis zu echten Tonaliten und Quarzglimmerdioriten zu gehen. Von den Rieserferner-Kernen scheint es festzustehen, dass sie regelmässige Lakkolithen sind. Der Adamello ist ein Uebergangsglied zwischen Lakkolith und Stock, die Vorkommnisse vom Iselthal, Polinik und von Prävali sind Gänge, beziehungsweise Lagergänge. Von den übrigen Gliedern unseres Bogens, dem Iffingerkern, den Eruptivmassen von Eisenkappel-Schwarzenbach und dem Bachergranit steht es noch nicht fest, ob sie Stöcke, Lakkolithen oder Intrusivlager sind.

Die Zusammengehörigkeit aller dieser Intrusivmassen zu einer einzigen, als periadriatischer Randbogen bezeichneten Kette[1]) ergibt sich aus ihrer räumlichen Nähe im Verein mit ihrer unverkennbar einem bestimmten Plane folgenden Anordnung längs einer bogenförmig gekrümmten Linie rings um ein einheitliches Senkungsgebiet.[2])

Diese Anschauung wird noch bekräftigt durch die Form der einzelnen Massen, die sämmtlich im Streichen der Bogenlinie verlängert sind und von denen die eine im Streichen der anderen folgt[3]); sie wird auch durch ihre grosse petrographische und chemische Verwandtschaft bestätigt.

Wir sahen, dass all die beschriebenen Eruptivgesteine Intrusivkörper bilden, wenn sie auch je nach der geologischen Vergangenheit der zur Intrusion gewählten Gegend, der Höhe des jetzt aufgeschlossenen Niveaus und der Mächtigkeit ihrer Masse bald nur als unbedeutende Gänge oder Lagergänge oder bedeutende Lakkolithen, beziehungsweise stockförmige Gebilde erscheinen; und wir

[1]) Ich kann nicht mit Suess und Löwl von einem „Südtiroler Granit bogen" sprechen, da wir sahen, dass unsere Massen keineswegs auf Tirol beschränkt und auch nur zum kleinsten Theile Granite sind.

[2]) Frech (Tribulaungruppe und Karnische Alpen) vertritt die Anschauung, dass es sich nicht um ein Senkungsgebiet, sondern um eine alte gefaltete Kernmasse handelt. Doch ist es auch in seinem Sinne ein von den umrandenden Gegenden abzutrennendes einheitliches Gebiet. Ich kann hier leider nicht mehr auf eine Discussion dieser Frage eingehen, bemerke aber, dass jedenfalls durch den von Frech gelieferten Nachweis, dass Drau- und Gailbruch die Fortsetzung der Judicarienlinie sind, der syngenetische Zusammenhang der Randbogenmassen einen neuen Beweis erhält.

[3]) Der erste, der den grössten Theil der östlich von den Iselthaler Porphyriten auftretenden Intrusivmassen zu unserem Randbogen rechnete, war der scharfblickende, auf den verschiedensten Gebieten hochverdiente Becke. (Tschermak's Mittheil., Bd. XIII, 1893, pag. 462.)

können nicht daran zweifeln, dass alle unsere Massen durch eine gemeinsame Ursache gleichzeitig intrudirten. Es muss daher auch erlaubt sein, die Altersbestimmung des am günstigsten aufgeschlossenen Gliedes auf die anderen zu übertragen. Nun wissen wir für eine Reihe unserer Massen durch das Auftreten von Geröllen [1]) in diluvialen Ablagerungen und durch ihr passives Verhalten den letzten Bewegungen grosser tektonischer Linien gegenüber, dass sie jedenfalls älter als das Miocän sein müssen. Auf der anderen Seite sahen wir, dass der Adamello-Tonalit frühestens zur Zeit der oberen Trias intrudirte, dass die Tonalitporphyritgänge von Prävali aber sogar den oberen Jura durchsetzen. Wir kommen also nothwendig zu dem Schluss, dass die Intrusion der periadriatischen Randbogen-Massen entweder in die Kreide oder in das älteste Tertiär fällt. Welche von diesen Epochen aber mit mehr Wahrscheinlichkeit als Intrusionsepoche zu gelten hat, das werden wir am Ende des nächsten Abschnittes sehen, der die im periadriatischen Senkungsgebiete enthaltenen granitischen Massen behandelt.

Die centralen granitisch-körnigen Massen des periadriatischen Senkungsgebietes.

I. Cima d'Asta.

Schon im Anfange dieses Jahrhunderts wurden von Weiss [2]), Marzari-Pencati [3]) und Leopold von Buch [4]) Einzelheiten über die im Asta-Gebiete auftretenden Felsarten, ihre Verbreitung und den Bau des Gebirges mitgetheilt. L. v. Buch betonte insbesondere, wenn auch nur auf Grund der Weiss'schen Angaben, die angeblich mantelförmige Lagerung der Schiefer um den Granit. Marzari-Pencati aber beobachtete das Abschneiden der jung-meso-

[1]) Auch Frech citirt bei der Beschreibung der zahlreichen untersuchten Conglomerate des Paläozoicums und Mesozoicums der karnischen Alpen kein einziges Geröll, das von einer unserer Randmassen herstammen könnte.

[2]) Vergl. L. v. Buch, Geogn. Briefe, Nr. VII, pag. 141.

[3]) Porzioni della lettera geologica al Sig. Dembsher e della sua introduzione, pubblicate nella Gazzetta privilegiata di Venezia dall' 8 Febbraio ai 28 Aprile 1823, pag. 82—83 und 46 (Fussnote).

[4]) L. c. und „Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien". Berlin 1802, Bd. I, pag. 302 u. f., sowie pag. 317.

zoischen Schichten an dem Granit in der Nähe der Malga d'Orenna, und folgerte daraus, da er die Bruchnatur dieses Contactes nicht erkannte, das jüngere Alter des Granites. — Es verging dann längere Zeit, ohne dass wichtigere Resultate erhalten worden wären, bis die Commissäre des geognostisch-montanistischen Vereines ihre Karte aufnahmen und G. vom Rath seinen kurzen, aber bemerkenswerten Reisebericht publicirte.[1]) G. vom Rath gab eine gute petrographische Beschreibung des Granites, wies nach, dass die Phyllite auf der Süd-Seite der Eruptivmasse nach Norden, also unter den Granit einfallen, während sie auf der Nord-Seite wirklich, wie schon L. v. Buch und F. v. Richthofen vorausgesetzt hatten, von ihm abfallen. Er bestätigte das auf der Karte des geognostisch-montanistischen Vereines angegebene Eindringen einer „Glimmerschiefer"-Zunge westlich von Caoria in die Granitmasse, beobachtete in der Val Regana dunkle „Einschlüsse" im Granit, wohl Reyer'sche Schlierenknödel, und sammelte dort „Stücke schwarzen Glimmerschiefers, ganz erfüllt von Leucitoëdern rothbraunen Granates", von denen ich vermuthe, dass sie sich als ein Contactproduct des Granites erweisen werden.

1868 besuchte Ed. Suess die Südgrenze der Asta-Masse und schloss aus den dort vorhandenen Aufschlüssen auf eine grossartige Ueberschiebung des Granites über die Quarzphyllite, die mesozoischen und tertiären Sedimente des Torrente Maso. Er hob die Passivität des Granites gegenüber der Dislocation hervor und hielt ihn für ein den „Casannaschiefern" eingeschaltetes, unterirdisch mit dem Brixener Granit in Zusammenhang stehendes carbonisches Lager.[2])

Stache gab 1874[3]) einen guten Ueberblick über die ältere Asta-Literatur, hielt es aber nicht für nothwendig, „eine Ueberschiebung der ganzen Cima d'Asta-Masse in junger, nacheocäner Zeit anzunehmen und das allgemeinere Phänomen der Nord-West-Neigung der Thonglimmerschiefer an der Südseite des Cima d'Asta-Gebirges als gleichzeitig mit der nur localen Ueberkippung jüngerer Sedimentär-Schichten unter einer überschobenen, überstürzten oder

[1]) Die Lagorai-Kette und das Cima d'Asta-Gebirge. Jahrb. geol. Reichsanst., 1863, pag. 121—128.

[2]) Sitz.-Ber. d. Akad. Wien, 57, pag. 241 und Profil zu pag. 763—806. Vergl. auch „Entstehung der Alpen" pag. 86—89. Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 327—328.

[3]) Jahrb. d. geol. Reichsanst., Wien, pag. 385—395.

gegen sie abgesunkenen Masse von Granit und Thonglimmerschiefer zu halten."

Dölter[1]) kam auf Grund mehrwöchentlicher Touren im Astagebiete zu dem Resultat, dass der für carbonisch gehaltene Granit „aus einer von Süd-West gegen Nord-Ost gerichteten Spalte gangförmig aufgetreten sei und sich deckenförmig über die Schiefer gelagert habe", eine Ansicht, die seiner Meinung nach der von Suess „viel näher steht als der G. vom Rath's, der den Cima d'Asta-Granit für ein stockförmiges Gebilde hielt".

1879 publicirte E. v. Mojsisovics[2]) die Resultate der im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien von Doelter, Vacek, Bittner und ihm selbst ausgeführten Begehungen der Asta-Gruppe und veröffentlichte auch eine geologische Karte in $^1/_{75000}$. E. v. Mojsisovics hält den Asta-Granit für einen „grossen Gang, einen sogenannten Hauptgang", der bis an die Erdoberfläche reichend, die permischen Quarzporphyrlaven geliefert hätte. Wenn also auch wiederholt im Text von „Granitstock" gesprochen wird, so heisst das im Sinne der in der vorliegenden Arbeit angewandten Terminologie soviel wie „Vulcannarbe", und thatsächlich nennt v. Mojsisovics auch an anderer Stelle ausdrücklich den „permischen Vulcan" der Cima d'Asta. Auch für die „übrigen, das permische Quarzporphyrgebiet peripherisch umgebenden Eruptivstöcke von Klausen, Brixen und Meran, sowie den Adamellostock" wird das gleiche Alter, die gleiche Entstehung und derselbe Zusammenhang mit den Quarzporphyrlaven angenommen (pag. 407). Diese ganze Anschauung beruht aber wesentlich auf der Vorstellung, dass ein jeder „Eruptivstock" auch Laven gefördert haben müsse, und dass bei der grossen Ausdehnung und Mächtigkeit des Bozener Quarzporphyrlaven-Complexes auch mächtige Vulcannarben in der Nähe vorhanden sein müssten.

Die wichtigsten publicirten Beobachtungen der österreichischen Geologen sind die Folgenden. „Das vorherrschende Fallen der krystallinen Schiefer im Norden der Granitmasse ist Nord-West bis Norden gerichtet und im allgemeinem im Osten etwas steiler als im Westen, wo nicht selten nahezu söhlige Lagerung eintritt." Das letztere gilt

[1]) Sitz.-Ber. d. Akad. Wien, 1876, pag. 879—880.

[2]) Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Wien bei Hölder, pag. 395 und 408. Vergl. auch die Karte.

insbesondere für die Val Calamento, während in der oberen Val Grigna nach Bittner die Schichten fast senkrecht stehen. Gegen Osten wendet sich das Fallen gegen Nord-Ost und Osten. Im Südwesten scheint ringsum die kleine granitisch-körnige Masse von Roncegno ein von dem Eruptivgestein weggerichtetes Fallen vorhanden zu sein. Bei Torcegno südlich vom Westende der grossen Granitmasse ist Nord-Fallen, am Monte Calmandro südlich vom Ostende des Granites und in der Schieferbucht der Val Sorda zwischen den beiden östlichen Granitzungen Nord-West-Fallen eingezeichnet. — Wichtig ist ferner die Angabe, dass „die schmale Schieferzone im Süden des Granites zwischen Val Tesino und Torcegno, die Schiefer im Westen des „Granitstockes", sowie die Schieferzone zwischen Val di sette laghi und Montalon den Quarzphylliten angehören, während die Gesteine, welche die beiden östlichen Granitzungen umgeben, zur Gneisphyllitzone gerechnet werden" (pag. 403).

Taramelli[1]) wendet sich mit Recht gegen v. Mojsisovics' Annahme, dass die Astagranitmasse der Eruptionsherd des Bozener Quarzporphyrs sei, indem er sich auf das gänzliche Fehlen von petrographischen Uebergängen bezieht. Ueber die Entstehung des Astagranites spricht er sich sehr reservirt aus, da er auf die Möglichkeit der Verwechslung von Schichtflächen der Phyllite mit Transversalschieferungsflächen hinweist. Doch machte er bereits die bedeutsame Wahrnehmung, dass die „scisti quarzoso-micacei" am Contact mit dem Granit „petroselciosi ed anfibolici" werden, was wahrscheinlich auf Beobachtung von contactmetamorphen Gesteinen beruht. Er hält es für unberechtigt, die phyllitischen Schiefer für paläozoisch zu erklären, solange jede Fossilspur in ihnen fehlt, und sagt über das Verhältnis des Granites zu dem Val Sugana-Bruche: „Può darsi infatti che il nodo di granito nel sotterraneo rilievo delle formazioni protozoiche della Val Sugana abbia determinata la linea di frattura che passa per questa regione" (l. c. pag. 533).

Rothpletz machte im Jahre 1890 die Beobachtung, dass die Phyllite am Torrente Maso in der Nähe der Granitmasse den Habitus contactmetamorpher Gesteine tragen und dass der Granit an jener Stelle eine Apophyse in die Schiefer entsendet.[2]) Ich verfolgte diese

[1]) Geologia delle prov. venete. Mem. Acc. Lincei Roma, 1882, XIII, pag. 329 bis 330, pag. 351 u. 533.

[2]) Vergl. Salomon, Tschermak's Mittheil., Bd. XII, 1891, pag. 408. — Rothpletz, Ein geol. Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894, pag. 175.

Beobachtung weiter und gab im Jahre 1891 in einer vorläufigen Mittheilung[1]) an, dass die Granitmasse fast überall von einer Zone contactmetamorpher Gneisse und Quarzlagenphyllite umgeben ist, die durch das Auftreten von Mineralien, welche in dem umgebenden Grundgebirge gänzlich fehlen (Andalusit, Cordierit, Spinell) oder doch nicht in gleicher Menge und Art der Ausbildung auftreten (Biotit)", charakterisirt sind. Ich beobachtete ferner, dass der Granit an mehreren Stellen Apophysen in die Contactgesteine entsendet und Einschlüsse von ihnen umschliesst. „Die Contactfläche zwischen dem Granit und den Schiefern ist unregelmässig gestaltet. Schiefer und Granit haben sich im allgemeinen gegenüber den grossen tektonischen Störungen, welche das Gebiet betrafen, wie eine einheitliche Masse verhalten." Ich wies nach, dass die mesozoischen Sedimente, die in der Nähe der Malga Orenna an dem Granit abstossen, keine Spur von Contactmetamorphose erlitten haben und sich dort sicher nicht in Primärcontact befinden. Endlich beobachtete ich im mittleren Val Calamento Granit und Quarzporphyr dicht nebeneinander, ohne irgend welche petrographisch vermittelnde Uebergangsglieder, und schloss daraus wie Taramelli, dass der Granit gar nichts mit dem Quarzporphyr zu thun habe.

Hinsichtlich der Entstehung des Granites kam ich zu dem Resultate, dass er „wahrscheinlich ebenso wie der Tonalit des Monte Adamello unterirdisch unter einer dicken Kruste älterer Sedimente erstarrte und erst später durch Denudation und Erosion davon befreit wurde".

Ich will den bereits hier und an der angegebenen Stelle angeführten Beobachtungen noch einige neue hinzufügen, um das Bild des geologischen Baues des Gebietes zu vervollständigen.

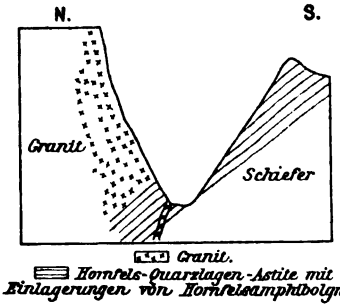
Oberhalb des Kirchhofes von Canale S. Bovo treten Felsen aus dem Hange hervor, die aus Phyllit bestehen. Ich mass in ihnen an mehreren Stellen stets ungefähr N 70 W-Streichen bei etwa 60 bis 65° Nord-Fallen. Geht man von dort in Nord-West-Richtung am Hange entlang, so findet man eine ganze Reihe von Aufschlüssen in Phylliten, Quarzlagenphylliten und quarzitischen Gesteinen, die stets West-Nord-West streichen und mit mittleren Neigungswinkeln nach Norden einfallen. Ganz zuletzt mass ich einmal Ost-West-

[1]) l. c. pag. 408—410.

Streichen bei 45° Nord-Fallen. Dann folgt ein grüner Grashang ohne jede Aufschlüsse und endlich ein tief eingeschnittenes kleines Thal, das den Contact zwischen dem Granit und den Schiefern vortrefflich entblösst. (Vergl. das nachstehende Profil.)

Das linke, südliche Ufer besteht ganz aus stark zersetzten krystallinen Schiefern, deren Streichen, je mehr man sich dem Bache aufwärts folgend dem Granite nähert, dem ungefähr nordöstlich gerichteten Streichen der Granitgrenze immer ähnlicher wird. Ich mass der Reihe nach Ost-West, N 80 W, N 70 W und darauf einmal sogar N 48 O, allerdings schliesslich noch einmal N 80 O-Streichen. Dabei bleibt das Fallen immer

Fig. 7.



Profil VI. Masstab nicht genau bekannt, aber sehr gross.

Runse etwas thalaufwärts von Canale San Bovo.

nördlich, also unter den Granit gerichtet, bei Neigungswinkeln zwischen 40 und 50°. Kleine Faltungen sind vorhanden, aber nicht einmal sehr häufig. Das rechte nördliche Ufer besteht etwas weiter thalaufwärts in seinem untersten Theile aus Schiefern, in seinem mittleren und oberen Theile aber aus Granit, der an dieser Stelle deutlich auf den Schiefern lagert. Dabei beweist das Vorhandensein von Gängen einer an Glimmer etwas ärmeren, aber noch deutlich den Charakter des Asta-Granites tragenden, sowie einer pegmatitischen Granitvarietät in den Schiefern die primäre Natur dieses Contactes und somit die tektonische Zusammengehörigkeit von Granit und Schiefer. An der Grenze gegen den Granit sieht man in den Schiefern stellenweise weisse Calcitmassen,

die jedenfalls durch Verwitterung des Granites entstanden sind. Da die schiefrigen Gesteine keineswegs petrographisch einem einzigen Typus angehören, sondern meist aus verschiedenen, der Schieferung parallelen Lagen bestehen, so ist an dieser Stelle eine Verwechslung von Schichtung und Transversalschieferung ausgeschlossen.

Ich untersuchte die Gesteine von Canale San Bovo auch mikroskopisch und konnte trotz der vorgeschrittenen Zersetzung der gesammelten Stücke constatiren, dass sie in grösserer Entfernung vom Contacte normale phyllitische Gesteine sind, in der Nähe des Contactes sich aber zum grössten Theile durch Führung von Andalusit, Cordierit, Korund und vielleicht auch Spinell von jenen unterscheiden und als Contactbildungen zu erkennen geben. Ich sammelte in der näheren und weiteren Umgebung des Contactes schiefrige Hornfels-Quarzlagen-Astite[1]) und ganz in der Nähe des Contactes einen wenig schiefrigen Hornfelsamphibolgneiss. Dieser letztere verdankt seinen jetzigen Mineralbestand gleichfalls ganz oder zum grössten Theile der Contactmetamorphose, wie seine Structur und das Fehlen ähnlicher Typen unter den normalen Gesteinen beweisen. Er besteht aus meist zersetztem Biotit, einem Pflaster von Quarz und Feldspath[2]) und einem monoklinen, schwach grün gefärbten, vorläufig nicht näher bestimmten Amphibol mit accessorischem Apatit und opakem, silberweisse Reflexe gebendem Eisenerz, wohl Pyrit. — Die Hornfels-Quarzlagen-Astite enthalten, wie schon ihr Name besagt, den Quarz nur unwesentlich im Gesteinsgewebe, gewöhnlich vielmehr in besonderen Lagen isolirt. Sie bestehen ausserdem wesentlich aus chloritisch verändertem Biotit und meist bereits zu Sericit umgewandeltem Andalusit ($c = a$). Accessorisch führen sie gern Ilmenit, grüne Körner von Spinell (?), Reste von meist ganz zu sericitischen Geweben umgewandeltem Cordierit, Korund, der den Ilmenit zum Theil umwächst, und etwas Feldspath, wohl nicht nur Plagioklas, sondern auch Orthoklas. Secundär sind Chlorit und Sericit weit verbreitet. Es ist nicht immer sicher, wie weit der Sericit auf Andalusit, wie weit er auf Cordierit

[1]) Vergl. pag. 150 dieser Arbeit. Man könnte sie auch „schiefrige, Quarzlagen enthaltende Biotit-Andalusit-Hornfelse" nennen.

[2]) Da es im Folgenden nicht darauf ankam, genaue petrographische Beschreibungen zu geben, so habe ich von genaueren Feldspathbestimmungen Abstand genommen, beabsichtige aber das hier Versäumte später nachzuholen.

zurückzuführen ist. Es könnte daher auch sein, dass der Cordierit in den frischen Gesteinen nicht immer einen nur accessorischen Gemengtheil darstellt. — Im Bachbette bei Canale San Bovo fand ich ein geflecktes phyllitisches Gestein, das jedenfalls auch als ein Contactproduct des Granites aufzufassen ist, aber kaum von derselben Contactstelle stammen dürfte. Ich konnte nicht sicher feststellen, ob die Flecken nur von biotitischen Zusammenhäufungen hervorgebracht werden oder auch von eigenthümlichen Zersetzungsproducten, die von Cordierit (?) herrühren könnten, an einer Stelle aber einen auffallenden kreuzähnlichen Durchschnitt bilden.[1]) Das Gestein enthält viel Biotit in der charakteristischen unregelmässigen Zusammenhäufungsart der Contactgesteine, viel Quarz und accessorisch nicht ganz wenig Turmalin, sowie etwas Feldspath und Apatit. Ausser den schon erwähnten Zersetzungsproducten tritt Sericit auf. Ich bin nicht sicher, ob ich dies Gestein als einen wenig veränderten Phyllit auffassen und dann im Hinblick auf die geringe Intensität der Veränderung als Contact-Phyllit, beziehungsweise im Hinblick auf den makroskopischen Habitus als Fleckschiefer oder Fleck-Phyllit bezeichnen soll. Es könnte auch intensivere Contactwirkungen erlitten haben und wäre dann als „Hornfelsbiotitglimmerschiefer (? cordieritführend ?) zu bezeichnen.

Ueber die Ausdehnung der Contactzone bei Canale San Bovo habe ich kein sicheres Urtheil, da mein Beobachtungsmaterial nicht ausreicht; doch scheint sie mir nicht gross zu sein, da in noch nicht 600 Meter Entfernung vom Granite gesammelte Gesteine keine Anzeichen von Contactmetamorphose aufweisen.

Auf der Strasse von Canale S. Bovo nach Caoria beobachtete ich an einer Stelle Granitblöcke, die vom linken Thalgehänge stammen und von einem Gange eines dunklen porphyrischen Gesteines durchsetzt werden.[2])

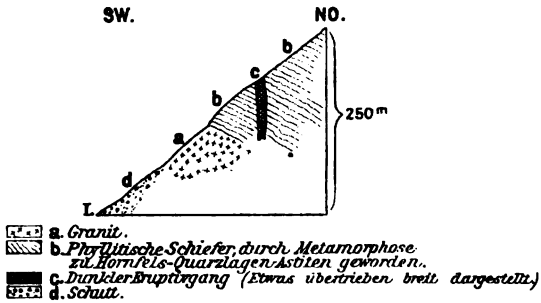
Bei Caoria nahm ich das beistehende Profil auf.

[1]) Die Form dieses Durchschnittes spricht nicht für Cordierit, sondern eher für Staurolith.

[2]) Ich möchte bei dieser Gelegenheit bemerken, dass die anscheinend lagerförmigen, von Mojsisovics (l. c. pag. 405) aufgeführten und auf der Karte eingezeichneten „Dioritporphyre“ von Gobbera echte körnige Diorite sind, wenn auch nicht weit davon auch echte gangförmige dunkle Porphyrite auftreten.

Die Schiefer sind stark gefaltet, lassen aber deutlich erkennen, dass sie im grossen und ganzen mit etwa 30° Nordwestfallen auf dem Granit liegen. Es sind phyllitische Gesteine mit vielen scharf von der übrigen Gesteinsmasse getrennten Quarzlagen. Auch Quarzite kommen vor. Die Grenze gegen den Granit ist auf der Mojsisovics'schen Karte nicht richtig gezogen. Sie verläuft nicht ostwestlich, sondern nordwestlich am Hange entlang und senkt sich dabei allmählich in der Richtung nach Caoria hin. Wahrscheinlich reicht der Granit bis über die Kirche von Caoria hinaus, vielleicht sogar in die unterste Val Sorda hinein. Die Aufschlüsse sind aber in dem letzten, nordwestlichsten Theile von Schutt bedeckt. In einer kleinen

Fig. 8.



Profil VII. Steilheit der Böschung übertrieben.

I Vanoithal dicht unterhalb Caoria.

Runse südöstlich von Caoria kann man die Auflagerung der Schiefer auf den Granit vortrefflich wahrnehmen. — Die Schiefer sind dort von einem Porphyritgang durchsetzt, der jedenfalls durch den darunter befindlichen Granit in die Höhe gestiegen ist. Der Granit ist in der Nähe des Contactes immer arm an Glimmer. — Die dem Granite von Caoria benachbarten schiefrigen Gesteine sind ebenso wie die von Canale San Bovo schiefrige Hornfels-Quarzlagen-Astite. Sie sind offenbar das Umwandlungsproduct von Quarzlagenphylliten und bestehen wesentlich aus Lagen von Andalusit ($c = a$, rosa) und röthlich braunem oder rein braunem Biotit auf der einen, Quarz auf der anderen Seite. In kleiner Menge fand ich in einem 20 Meter über dem Granit in der erwähnten Runse geschlagenen Stücke auch

farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden, optisch zweiaxigen unregelmässig conturirten Cordierit, bei dem die Zersetzung in Spalten parallel (001) fortschreitet und die beobachteten geraden Zwillingsgrenzen (in Verticalschnitten) parallel der Richtung der grösseren Elasticität (offenbar Verticalaxe = a) verlaufen. Die Quarzlagen lassen keine Einwirkung der Contactmetamorphose erkennen. Sehr selten sind Quarzkörner, die Biotitscheibchen umschliessen. Der Andalusit producirt bei der Zersetzung sericitische Aggregate. — Nicht anstehend fand ich in derselben Runse ein offenbar aus grösserer Höhe über dem Granit stammendes Stück eines gefleckten phyllitischen Schiefers, der dem schon beschriebenen von Canale S. Bovo makroskopisch sehr ähnlich ist. Die Flecken sind aber im Schliff nicht wieder zu erkennen. Es scheint, dass es sich um ein nur ganz wenig verändertes Glied einer vorauszusetzenden äusseren Contactzone handelt, also um einen Contactphyllit (Fleckphyllit).

Der mittlere Theil der Val Calamento ist bereits von Rothpletz in seinem Profil (l. c.) dargestellt worden. Geht man von dem Wirthshaus Pontarso an der Vereinigung des Campelle- und Calamentothales am linken, nordöstlichen Gehänge dieses letzteren entlang, so erreicht man unmittelbar nördlich von dem Buchstaben *A* des Namens Albere auf der neuen österreichischen Generalstabskarte in $^1/_{75000}$ eine Scholle von ungefähr nördlich fallenden krystallinen Schiefern, die aber ganz kurz vor der Val di Pupille von neuem von einer wenig mächtigen Granitmasse abgelöst wird. In der Val di Pupille folgen auf's neue krystalline Schiefer. Die mikroskopische Untersuchung der Calamentoschiefer ergab, dass es sich auch hier um contactmetamorphisch veränderte Phyllite und Quarzlagenphyllite handelt. Wenigstens fand ich am Gehänge östlich der auf der Karte durch ein schwarzes Kreuz angedeuteten kleinen Kirche anstehend und in grossen Blöcken quarzlagenfreie und quarzlagenreiche schiefrige Hornfelsastite, in denen die nicht quarzigen Lagen wesentlich von Andalusit ($c = a$) in Krystallen und an Sillimanit erinnernden Büscheln, sowie von Biotit gebildet werden. Accessorisch enthalten sie langgestreckte Durchschnitte von Eisenerz, das sich in Leukoxen umsetzt und wohl zum Ilmenit gehört, ganz wenig Apatit, weisse Partien von zersetztem Orthoklas (?) und grosse unregelmässig polarisirende, zersetzte Flecke, die noch zahlreiche kleine Biotiteinschlüsse enthalten und vielleicht von Cordierit her-

rühren. Spärlich findet sich auch Quarz als accessorischer Gemengtheil in den Astitlagen. Am südlichen Contacte der nördlicheren kleinen Granitmasse sammelte ich zwei Schieferstückchen, die aber zu sehr zersetzt waren, als dass es sich entscheiden liesse, ob sie normale oder umgewandelte Quarzlagenphyllite seien.

In der untersten Val Calamento, auf der rechten Thalseite und nicht sehr weit über der grossen Ueberschiebung des Torrente Maso fand ich am Contacte mit dem Granit einen stark brecciös zertrümmerten Quarzit mit secundären Kalkspath- und Quarzadern und schmutziggrauer und schwarzer, wohl kohliger Materie. Das Gestein bildet dort schlechte, stark verwitterte Aufschlüsse und lässt nicht erkennen, ob Contactmetamorphose und Primärcontact vorliegt oder nicht. Unmittelbar daneben aber fand ich im Granit einen kleinen, kaum walnussgrossen Einschluss, der den 1890 von mir beschriebenen[1]) Einschlüssen von Cordierithornfels im Tonalite des Monte Aviolo vollständig analog ist. Er besteht wesentlich aus Plagioklas, Biotit und Korund, hat keine Andeutung von Schichtung oder Schieferung und ist demnach als Hornfels-Korund-Edolit[2]) zu bezeichnen. Den polysynthetisch verzwillingten Plagioklas habe ich bisher nicht näher bestimmt. Der Biotit ist stark pleochroitisch (a = sehr blassgelb, die parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen rothbraun). Das als Korund bestimmte Mineral ist optisch einaxig, negativ ($c = \mathfrak{a}$). Es hat starke Lichtbrechung bei so mässiger Doppelbrechung, dass selbst in dem einzigen vorliegenden, leider aussergewöhnlich dicken Schliffe die Interferenzfarben höchstens bis zur unteren Hälfte der zweiten Ordnung gehen. Es findet sich in dünnen Tafeln, die in Horizontalschnitten hexagonale oder rundliche Umrisse, in Verticalschnitten langgestreckte scheinbar prismatische Conturen aufweisen. Accessorisch treten flaschengrüner Spinell in Oktaëdern und Sillimanit in dünnen Prismen ($c = \mathfrak{c}$) auf. Die Bedeutung und Entstehung dieses und verwandter Einschlüsse in plutonischen Gesteinen werde ich bei der Besprechung der Klausener Eruptivmassen ausführlich behandeln. Hier sei nur gesagt, dass ich ihn für ein normales Umwandlungsproduct eines vom Eruptivmagma eingeschlossenen Schieferfragmentes halte.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 480 und 492—493.

[2]) Wer diesen Namen nicht gebrauchen will, muss „Plagioklas-Biotit-Korund-Hornfels“ sagen.

Ein schönes Profil durch die unter den Granit einschiessenden krystallinen Schiefer ist auf dem linken Ufer des Torrente Maso aufgeschlossen und auf dem hoch am Gehänge entlang führenden Hauptwege leicht erreichbar. An keinem anderen Punkte kann man deutlicher erkennen, wie unberechtigt es wäre, sich die Contacthöfe plutonischer Gesteine aus petrographisch homogenen concentrischen Schalen zusammengesetzt vorzustellen. Es müssten denn zwei praktisch wohl niemals gleichzeitig realisirte Bedingungen vollständig erfüllt sein, erstens dass das plutonische Gestein von einem petrographisch ganz einheitlichen Schichtcomplex umgeben ist, und zweitens, dass es einen ganz regelmässigen Lakkolithen bildet, der kuppelförmig von unter einander concordanten Schichten überwölbt wird. Wo aber petrographisch von einander verschiedene Schichten an plutonischen Massen abschneiden, da spiegelt sich auch nach der Contactmetamorphose in der petrographischen Verschiedenheit der Contactgebilde die ursprüngliche petrographische Verschiedenheit der einzelnen Schichten und ihre specifisch verschiedene Umwandlungsfähigkeit wieder. Der „Contacthof" aber besteht aus einer an die plutonische Masse angeschmiegten Kruste oder Schale, die nach aussen durch Vermittelung von Blättern, Schuppen und Stacheln von Contactgesteinen in ganz verschiedener Entfernung in normale Schichtgebilde übergeht und unter besonderen Umständen stellenweise von überhaupt nicht metamorphosirten, bis an das Eruptivgestein heranreichenden Schichten unterbrochen wird.

Die Wechsellagerung ganz verschiedenartiger, verschieden intensiv und bis zu verschiedener Entfernung metamorphosirter Gesteine ist an der beschriebenen Stelle des Masogehänges ausserordentlich deutlich. Vollständig normale quarzitische Gesteine treten hier selbst in unmittelbarer Nähe des Granites auf, während ich ein stark umgewandeltes echtes Contactgestein mit seltenen und charakteristischen Contactmineralien noch 430 Schritte vom Granite entfernt fand, und vermuthe, dass ähnliche Gebilde noch in bedeutend grösserer Entfernung von ihm auftreten. Ich muss mich an dieser Stelle darauf beschränken, eine ganz kurze petrographische Beschreibung der wichtigsten dort gefundenen Contactgesteine zu geben.

Das schon angeführte, in einer Entfernung von 430 Schritt vom Contact anstehende Gestein ist ein typischer, fast gar keine

Quarzlagen enthaltender schiefriger Hornfels-Astit oder „Biotit-Andalusit-Hornfels". Es besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$, schwach rosa) und Biotit (a gelb, $b = c$ rothbraun). In geringerer Menge tritt Cordierit auf, der rings um kleine, conventionell zum Zirkon gerechnete Kryställchen gelbe Höfe enthält und so unter der Voraussetzung, dass die Schwingungsrichtung dieser gelben Strahlen der Verticalaxe entspricht, festzustellen gestattet, dass $c = a$ ist. Auch einaxiger Korund ist in nicht ganz geringer Menge vorhanden. Accessorisch treten Eisenerz in langgestreckten Durchschnitten und mit dunklen Reflexen, wohl Ilmenit, Spinell in optisch isotropen kleinen grünen Körnchen und Turmalin auf. Muscovit ist in geringer Menge vorhanden, aber wohl secundär.

In unmittelbarer Nähe des Granitcontactes sammelte Herr Prof. Rothpletz am linken Ufer des Torrente Maso ein mir freundlichst überlassenes Stück, das man nach seinem Habitus als einen typischen, schwach schiefrigen Hornfels bezeichnen muss. Es ist ein Hornfels-Astit mit ganz vereinzelten, verschwommenen Quarzlagen und besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$, rosa) und Biotit (röthlich braun bis ganz hellgelb röthlich). Es enthält viel, möglicherweise zum Theil primären Muscovit. Accessorisch Sillimanit ($c = c$), ein zersetztes Mineral (? Cordierit), wenig Plagioklas und ausserhalb der Quarzlagen auch wenig Quarz. Secundäre Adern werden von Quarz mit etwas Pyrit gebildet.

Interessant ist das Gestein durch wunderschöne Verwachsungen von Andalusit und Sillimanit mit parallelen Verticalaxen, wie sie von Michel-Lévy, Lacroix, Termier und Sauer beschrieben wurden.[1]) Man unterscheidet die beiden Mineralien sofort durch die stärkere Licht- und Doppelbrechung des Sillimanits, dessen Interferenzfarben die zweite Ordnung in denselben Schliffen erreichen, in denen der Andalusit nur bis zum Gelb der ersten Ordnung geht. Ausserdem aber bestätigte die Bestimmung des Wertes der Elasticitätsaxen in allen Fällen die Richtigkeit der Diagnose. Ich glaube, dass die Verwachsung primär ist, da ich in vereinzelten Fällen den Sillimanit auch schräg an dem Andalusit abstossen sah. — Ein anderes gleichfalls von Herrn

[1]) Bulletin Soc. minéral. Fr., 1888, pag. 150; 1889, pag. 56 u. 59. — Erläuterungen zu Blatt Gengenbach der bad. geol. Landesuntersuchung, 1894.

Prof. Rothpletz in der Nähe der erwähnten Localität gesammeltes Stück ist zwar ebenfalls seiner Structur nach ein echter Hornfels, weist aber doch noch deutliche Schichtung, besonders durch Einschaltung von Quarzlagen auf. Sehen wir von diesen letzteren ab, so besteht es wesentlich aus Cordierit, Biotit und Quarz, denen sich Andalusit in bald grösseren, bald kleineren Mengen zugesellt. In zurücktretenden, anscheinend gleichfalls lagenartig angeordneten Partien des Gesteines verdrängt der Andalusit den Cordierit fast ganz und erzeugt so ein wesentlich aus Andalusit, Biotit und Quarz bestehendes Gestein. Im Grunde genommen sind also drei verschiedene Lagen zu unterscheiden, nämlich Quarzit, Hornfels-Quarz-Aviolit oder Hornfels-Cordierit-Glimmerschiefer und Hornfels-Quarz-Astit oder Hornfels-Andalusit-Glimmerschiefer. Da indessen die Quarz-Aviolitlagen stark überwiegen, so könnte man es der Kürze halber als einen andalusit- und quarzlagenreichen Hornfels-Quarz-Aviolit bezeichnen. Der Cordierit weist in diesem Gestein noch deutlich seine Krystallform auf, und zwar beobachtete ich von der Basis und Verticalflächen gebildete Rechtecke, deren Ecken sei es von einem Doma, sei es von einer Pyramide abgestumpft sind. Der Cordierit ist dem Quarz gegenüber automorph. Er enthält vielfach die bekannten gelben Höfe rings um kleine auch hier conventionell als Zirkon angesehene Kryställchen und lässt dann erkennen, dass $c = a$ ist. Er hat gerade Auslöschung, wird von basalen Sprüngen durchzogen und zersetzt sich zu sericitischen Aggregaten, innerhalb deren man rings um die Zirkone noch ganz deutlich durch dunklere Färbung die ehemaligen pleochroitischen Höfe wieder erkennt, eine Beobachtung, die ich an sehr vielen zersetzten Cordieriten auch anderer Gegenden machte. Der Andalusit ($c = a$, rosa), in Querschnitten mit diagonaler Auslöschung, ist auch hier, wie in dem eben beschriebenen Gestein mit accessorischem Sillimanit ($c = c$) parallel verwachsen. Ausser dem Biotit tritt in nicht ganz unbedeutender Menge ein weisser Glimmer auf, von dem es aber auch hier nicht feststeht, ob er ganz oder zum Theil secundär ist. Accessorisch finden sich ausser den schon erwähnten Gemengtheilen gut krystallisirter Apatit als Einschluss im Quarz, zu Leukoxen zersetztes, in langgestreckten Formen auftretendes Eisenerz, wohl Ilmenit, etwas Pyrit und vereinzelte grosse, optisch isotrope, im Dünnschliffe farblose Granatkörner. Auch grüner Spinell findet sich

in kleinen Mengen. Die Quarze der Quarzitlagen enthalten Flüssigkeitseinschlüsse in ganz normaler Menge. Sie sind offenbar gar nicht von der Contactmetamorphose beeinflusst worden.

Auf dem Wege von Strigno nach Pieve Tesino fand ich kurz vor Bieno im Bette des Torrente Luzumina grosse Granitblöcke mit zahlreichen grossen Einschlüssen von metamorphen Schiefern. Ich untersuchte ein mitgenommenes Stück, das sich schon makroskopisch durch seine bläuliche Farbe als Cordieritgestein zu erkennen gab und zu den undeutlich geschichteten, aber eigentlich nicht schiefrigen Hornfelsen gehört. Es ist ein echter Hornfels-Cordierit-Gneiss, wesentlich zusammengesetzt von Orthoklas, Quarz, Biotit und Cordierit. Accessorisch fand ich etwas grünen Spinell als Einschluss im Cordierit und einen isolirten Andalusitkrystall ($c = a$, rosa), Muscovit ist in kleiner Menge vorhanden, aber nicht sicher primär. Der Orthoklas enthält runde Quarzeinschlüsse (Quartz de corrosion der Franzosen) und hat genau dieselbe faserige Structur, die ich im Jahre 1890 (l. c. pag. 487—488 und 522) von dem Orthoklas mancher Contactgesteine des Monte Aviolo beschrieb und damals noch nicht zu deuten wusste. Ich habe sie seitdem in zahlreichen Contactgesteinen des Adamello wieder gefunden und werde in einer demnächst erscheinenden Monographie der metamorphen klastischen Adamellogesteine den Nachweis führen, dass es sich entgegen meiner ursprünglichen Voraussicht um mikroperthitische Verwachsung handelt.[1]) Der Cordierit ist meist zersetzt, aber noch stellenweise erhalten und dann durch schwache Licht- und Doppelbrechung, durch seine gelben Höfe und die Thatsache, dass die gelben Strahlen der Richtung der grössten Elasticität entsprechen, bestimmbar.

Westnordwestlich von der Malga Orenna (südlich vom östlichen Ende der Granitmasse) fanden meine Freunde, die Herren Dr. E. Böse und Dr. H. Finkelstein eine mächtige vom Granit umschlossene Schieferscholle in einer Schlucht auf der linken Seite der Val Tolva und überliessen mir ein dort geschlagenes Stück zur Untersuchung. Es ist ein stark gequetschter Hornfels-Quarzlagen-Astit mit strahlenförmig, büschelig angeordnetem Andalusit ($c = a$). Ebenso verdanke ich den genannten Herren ein Stück, das sie in

[1]) Vergl. auch Sitzungsber. Akad. Wissensch., Berlin 1896, pag. 1046—1047.

der schmalen Schieferzone schlugen, die östlich von der Malga Orenna den Granit begleitet und noch nördlich von der grossen Bruchlinie liegt. Es weist noch eine, wenn auch undeutliche Schieferung auf und besteht wesentlich aus Lagen von Quarz und Lagen von überwiegendem Andalusit und Biotit mit reichlichem, aber untergeordnetem Cordierit. Es gehört daher zu den Quarzlagen führenden Hornfels-Cordierit-Astiten. Der Andalusit ($c = a$) ist ganz von Quarzkörnchen durchbrochen und weist eine typische Siebstructur auf. Der Cordierit, der durch seine gelben Höfe auffällt, ist reich an Biotitblättchen.

Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass ich normale Phyllite und Quarzite von verschiedenen Stellen der Cima d'Astagruppe auch mikroskopisch untersuchte, und zwar aus der Umgebung von Canale S. Bovo, aus der Val di Pupille, vom Torrente Maso und aus der Gegend von Torcegno. Die meisten untersuchten Gesteine sind Quarzlagenphyllite; doch kommen auch echte Quarzite und Phyllite, phyllitische Quarzite und Feldspathphyllite vor. Alle diese Gesteine stimmen bis in die kleinsten Einzelheiten mit den phyllitischen Gesteinen der Adamellogruppe überein, die ich 1890 vom Monte Aviolo beschrieb [1]) und die von Frech in ganz gleicher Ausbildung auch in den karnischen Alpen als Basis des Gebirges unter den paläozoischen Schichtsystemen angetroffen wurden. Ich beschränke mich daher hier darauf, die Gemengtheile ohne Beschreibung anzuführen. Es sind: Quarz, Muscovit, Chlorit, Plagioklas, wohl auch Orthoklas, Apatit, Zirkon, Ilmenit und nicht sicher primärer Limonit. Ich hebe ausdrücklich hervor, dass von Andalusit, Cordierit, Korund und Spinell keine Spur vorhanden ist, ja dass, bisher wenigstens, nicht einmal Sillimanit oder sicherer Biotit aus ihnen bekannt ist. — Der sogenannte „Granit" der Cima d'Asta ist ein Gestein, das überall sehr reich an Plagioklas ist und daher wenigstens zu den „Adamelliten" Brögger's, wenn nicht gar vielleicht zu den Quarzglimmerdioriten gehört. Auch hornblenderiche, tonalitähnliche Varietäten sind vorhanden. Ich habe das Gestein nur der Kürze halber als „Granit" aufgeführt. Eingehendere Untersuchungen, insbesondere mit der Becke'schen Methode, habe ich bisher noch nicht vornehmen können. Dass das Gestein gegen die Grenze hin und in

[1]) L. c. pag. 466—469 und pag. 528—535.

Apophysen vielfach glimmerärmer, also aplitischer wird, ist bereits erwähnt worden.

Fassen wir all die beschriebenen Beobachtungen zusammen, so erhellt, dass rings um den Astagranit die phyllitischen Gesteine in Primärcontact mit dem Eruptivgestein treten und bei den grossen orogenetischen Bewegungen zusammen mit ihm als eine tektonische Einheit dislocirt wurden. Die Valsuganaspalte verläuft nicht, wie Suess in seiner bahnbrechenden Arbeit annahm, zwischen dem Granit und den Phylliten, sondern zwischen den Phylliten und mesozoischen Schichten, ausnahmsweise (Orenna) zwischen diesen und dem Granit. Die phyllitischen Gesteine haben eine Contactmetamorphose erlitten und bilden rings um den Granit einen meist aus echten Hornfelsen, und zwar vorwiegend Hornfels-Astiten und Hornfels-Quarzlagen-Astiten bestehenden Contacthof. Mehr untergeordnet treten auch Hornfels-Aviolite, -Edolite, -Cordieritgneisse und -Amphibolgneisse auf. Ein Gehalt an Korund und Spinell scheint in diesen Gesteinen nicht selten zu sein.

Was die Lagerungsverhältnisse betrifft, so fallen die Schiefer auf der ganzen Südseite der Granitmasse unter den Granit ein und dienen ihm, wie bei Canale S. Bovo direct ersichtlich ist, als Basis. Auf der Nordseite aber liegen die Schiefer auf dem Granit (Caoria) und fallen im Sinne der Grenzfläche nach aussen. Da nun auch die Haupterstreckung der Granitmasse mit dem Streichen der Schiefer zusammenfällt, so ist es ungemein wahrscheinlich, dass der Cima d'Astagranit einen echten, wenn auch vielleicht im einzelnen unregelmässigen Lakkolithen darstellt, der sich allerdings nicht mehr wie die amerikanischen Lakkolithe in horizontaler Stellung befindet. Auch die Gabelung des Granites an seinem Ostende ist sehr wohl mit dieser Vorstellung vereinbar.

Hinsichtlich des Alters der Astamasse lässt sich aus den bisherigen Beobachtungen direct nur schliessen, dass das Eruptivgestein jünger als die Quarzphyllite ist und in keinem Zusammenhang mit dem Quarzporphyr steht. Es lässt sich aber direct nicht erweisen, ob es dem Paläozoicum, Mesozoicum oder dem ältesten Cänozoicum angehört. Die Verschiebung an der Valsuganalinie beweist nur, dass der Granit älter als diese posteocäne

Verwerfung ist. Die Existenz von Porphyritgängen im Granit ist belanglos, da das Alter der Porphyrite unbekannt ist. Auch die Vertheilung und Natur der mesozoischen Sedimente lässt in keiner Weise auf ein grösseres Alter des Granites schliessen. Die einzigen Thatsachen, die für uns in Frage kommen, sind das Fehlen von Granitgeröllen in den nahe an den Granit herantretenden sogenannten Verrucanoconglomeraten und ihr Auftreten in mitteleocänen Ablagerungen des freilich ziemlich weit entfernten vicentinischen Tertiärs. Die letztere Beobachtung ist zuerst von Suess gemacht, später von Oppenheim vervollständigt und ausführlich beschrieben worden.[1]) Nach Oppenheim treten bei Novale, Ai Fochesatti nahe Pugnello und bei Sudiri nahe Mussolon zusammen mit Basalt-, Kalkgeschieben und Landschnecken auch Gerölle von „Granit, Syenit, Porphyr, Glimmerschiefer, Thonglimmerschiefer und rothem (Grödener?) Sandstein" auf. Oppenheim hebt ausdrücklich hervor, dass es sich nicht um vulcanische Auswürflinge, sondern um abgerollte Geschiebe handelt und macht es sehr wahrscheinlich, dass schon im Mitteleocän nördlich von dem jetzigen Fundpunkt krystalline Erhebungen über dem Meeresspiegel bestanden hätten, von denen zusammen mit den Clausilien und anderen Landschnecken auch die krystallinischen Gerölle stammten. Die directe Herkunft von der Cima d'Asta ist weniger wahrscheinlich. Ebenso scheint mir nach der Darstellung ein Zusammenhang mit dem von Graeff und Brauns beschriebenen körnigen Gestein von Cingolina in den Euganeen ausgeschlossen. Jedenfalls steht es durch die Suess-Oppenheim'schen Beobachtungen fest, dass in dieser Gegend bereits im Mitteleocän granitisch-körnige Gesteine erstarrt und blossgelegt waren; und das macht es ungemein wahrscheinlich, dass auch der Astagranit vor dem mittleren Eocän intrudirte und erstarrte.

II. Tesobokern bei Roncegno in der Val Sugana.

Die Literatur dieser kleinen granitischen Masse ist schon bei der Besprechung der Cima d'Asta theilweise erwähnt worden. Sie ist sehr beschränkt und behandelt meist mehr die Erzlagerstätten und Mineralquellen des Gebietes als die für uns hier in Frage

[1]) Vergl. Oppenheim, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., 1890, pag. 372—373 und ebenda, 1895, pag. 62—64, 76—77, 152—153.

kommenden Verhältnisse. Da ich vor wenigen Wochen Gelegenheit hatte, ihrer Südgrenze einen flüchtigen Besuch abzustatten, so will ich hier ganz kurz einige Beobachtungen anführen. Das Eruptivgestein ist kein Syenit[1]), sondern überall sehr quarzreich und enthält wenig Hornblende neben bei weitem überwiegendem Biotit. Die Feldspäthe habe ich noch nicht näher untersuchen können. Ich sah in dem Gestein sowohl Schlierenknödel wie echte Einschlüsse, die makroskopisch dicht und nicht sicher bestimmbar sind, aber metamorphe Schiefer zu sein scheinen. In den Blöcken von Verrucanoconglomerat des Torrente Larganza fehlen granitische Gerölle. Das Eruptivgestein ist von Gängen porphyrischer, zum Theil quarzreicher Gesteine durchsetzt, die indessen mit den permischen Quarzporphyren der Gegend keine Aehnlichkeit haben. Gegen Westen hin fand ich unter den schlecht aufgeschlossenen, aber auf der Mojsisovics'schen Karte richtig eingezeichneten krystallinen Schiefern am Gehänge einzelne Stücke mit auffälligen strahligen Aggregaten von schwarzem Turmalin, der seine Existenz vermuthlich der Granitnähe verdankt.

Es unterliegt wohl keinem Zweifel, dass der im Streichen der Astamasse gelegene kleine Kern mit dieser syngenetisch verbunden ist und vielleicht sogar unterirdisch zusammenhängt.

III. Klausen.[2])

Die ältere Literatur über das Klausener Gebiet ist in der Abhandlung von F. Teller und C. v. John, „Geologisch-Petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol“ [3]) ausführlich und zutreffend dargestellt. Teller's geologische Schilderung und v. John's petrographische Untersuchung und Beschreibung sind so mustergiltig für ihre Zeit, wie ich auch an den von Herrn von John mir freundlichst zur Verfügung gestellten Originalschliffen constatiren konnte, dass ich mich darauf beschränken kann, nur die für die unmittelbaren Zwecke der vor-

[1]) So wird es in der Literatur meist genannt. Ich vermuthe, dass es zu den Adamelliten oder Quarzglimmerdioriten gehört

[2]) Von einer Besprechung der unbedeutenden, von Lechleitner beschriebenen Quarzglimmerdiorit-, Gabbro- und Noritdioritmassen der Val Sugana und des Schalderer Bachs sehe ich ab, da ihre geologischen Verhältnisse zu wenig bekannt sind.

[3]) Jahrb. d. geol. Reichsanstalt, 1883, pag. 589—684.

liegenden Arbeit wichtigen Thatsachen hervorzuheben. Es wird Niemandem auffallen, dass ich bei ihrer Beurtheilung den veränderten theoretischen Anschauungen und dem Fortschritte der technischen Untersuchungsmittel Rechnung zu tragen bemüht gewesen bin. Hinsichtlich aller Einzelheiten aber muss ich auf die Originalarbeit verweisen.

Die massigen Gesteine von Klausen und Lüsen sind echte Tiefengesteine, die petrographisch zwischen Noriten, Quarznoriten und vorwiegenden Quarzglimmerdioriten schwanken und local in der Nähe der Abkühlungsflächen porphyrische Structur annehmen. Sie bedecken sehr unregelmässig begrenzte Theile der Erdoberfläche und treten in zwei verschiedenen Lagerungsformen der Intrusivgesteine auf, nämlich erstens als schmale Gänge (Verdings), zweitens als unregelmässig begrenzte Stöcke. Die mit ihnen in Contact kommenden sedimentären Gesteine sind Phyllite, Phyllitgneisse und phyllitische Granulite [1]) (sogenannter Feldstein), die einen concordanten, schon vor der Intrusion der Eruptivmassen gefalteten Schichtcomplex zusammensetzen. Die zum Theil auch bergmännisch aufgeschlossenen Grenzflächen der Eruptivmasse sind nur theilweise jünger als die Intrusion, theilweise gleichzeitig mit ihr, wenn auch vielleicht schon in älterer Zeit angelegt. Das letztere gilt insbesondere von der Hauptspalte, die nichts anderes als die westliche Fortsetzung der von E. v. Mojsisovics als Bruchlinie von Villnöss bezeichneten Dislocation ist. Sie bildet die nördliche Grenze der Eruptivmassen südlich von Pardell, an der Wolfsgrube, am Pfunderer Berge und im Vildarthal. [2]) Es ist nun ausserordentlich wichtig, dass aus der eingehenden Schilderung, die Teller an verschiedenen Stellen seiner Abhandlung von dieser Grenzkluft entwirft, unzweifelhaft hervorgeht, dass sie den primären Intrusivcontact zwischen den dioritischen Eruptivgesteinen und den krystallinen Schiefern darstellt. Teller sagt (l. c. pag. 625—626), dass die Grenzfläche steil steht und nur „ein Wenig in Südwesten geneigt" ist. „In der Thalsohle selbst durchschwärmen der Grenze zunächst zahlreiche dioritische Gangtrümer den an Mineralneubildungen

[1]) Wie ich in einer nach Vollendung dieser Arbeit geschriebenen Mittheilung (Sitz.-Ber. Berl. Akad. 1896, pag. 1035) anführte, sind diese Gesteine besser als „glimmerarme Phyllitgneisse" zu bezeichnen.

[2]) Man vergleiche das Uebersichtskärtchen in der Teller-v. John'schen Arbeit.

reichen Feldstein." (Phyllitischer Granulit.) „Eine in ihrer Mächtigkeit rasch wechselnde Zone bunter Brecciengesteine markirt hier die Hauptganggrenze. Die verschiedenartigsten Varietäten des als Feldstein bezeichneten Grenzgesteines und Phyllite, zumeist in grossen, scharfkantigen Fragmenten, nehmen an der Zusammensetzung dieser von Dioritapophysen durchsetzten und häufig von Eruptivgesteinsmaterial verkitteten Breccie Antheil." Weiterhin heisst es: „Die Berührungszone zwischen Diorit und Feldstein ist an dieser Stelle durch einen besonderen Reichthum an Mineralneubildungen ausgezeichnet. Die grünlichgraue, anscheinend dichte felsitische Gesteinsabänderung der Grenzregion, die man mit Rücksicht auf ihre innige Verbindung mit dem Feldstein unmittelbar an diesen selbst anschliessen möchte, erweist sich der mikroskopischen Untersuchung zufolge als ein Aggregat von Contactmineralien." (Andalusit vorwaltend, ferner Korund, Spinell, Turmalin, Titaneisen, Biotit.) — Wichtig und gleichfalls für die primäre Natur des Contactes beweisend ist auch das Auftreten von vollkommen unveränderten Schiefer- und Gneiss- (Feldstein-) Fragmenten, also von den am Contacte anstehenden Felsarten, in demselben Thale, inmitten des Eruptivgesteins.

Die Villnösser Bruchlinie verwirft nun weiter im Osten sämmtliche mesozoische Bildungen bis aufwärts zur Kreide; und Teller und E. v. Mojsisovics nehmen darauf hin mit Recht an, dass „die letzten Verschiebungen, die hier stattgefunden haben, nicht vor dem Ende der Kreidezeit eingetreten sein" können. Sie glauben aber, dass die Villnösser Bruchlinie wenigstens in ihrem westlichen Theile und in ihrer ersten Anlage in einer viel früheren geologischen Epoche entstanden sei. Das mag nun sogar richtig sein; doch ist zu bemerken, dass weder in der faciellen Ausbildung der mesozoischen Gebilde nördlich und südlich des Bruches, noch in ihrer Verbreitung eine deutliche Beziehung zu diesem vorhanden ist.[1]) Zwar gibt v. Mojsisovics (Dolomitriffe, pag. 516) an, dass „die Villnösser Bruchlinie einen auffallenden Parallelismus mit der heutigen nördlichen Verbreitungsgrenze der triadischen und permischen Bildungen im Sextener und Pusterthale zeige." Er gibt aber selbst zu, „dass

[1]) Bei der in der That wahrscheinlich schon in sehr alter Zeit angelegten Judicarienlinie fehlt es auch nicht an heteropischen Verschiedenheiten der Sedimente auf beiden Seiten der Bruchregion.

die heutige Verbreitungsgrenze durch die Denudation bestimmt ist," und setzt deshalb voraus, dass die Denudationsarbeit von der ursprünglichen Ablagerungsgrenze aus ziemlich gleichmässig in südlicher Richtung vorgeschritten" sei, was bisher in keiner Weise erwiesen ist. Wie das aber auch sei, jedenfalls ist kein Grund vorhanden, der die Annahme eines wesentlich verschiedenen Alters der in der Nähe des Eisack gelegenen westlichen und östlichen Theile unserer Bruchlinie stützte. Es könnten Altersverschiedenheiten möglich sein; doch ist es zunächst viel wahrscheinlicher, dass alle grossen Bewegungen längs so wenig von einander entfernter Theile unserer Störungslinie gleichzeitig stattfanden. Auf keinen Fall aber geht es an, für den östlich des Eisack gelegenen Theil unserer Bruchlinie ein spät- oder postcretaceisches, für den westlichen ein paläozoisches Alter anzunehmen, nur um den Klausener Eruptivgesteinen eine spätestens paläozoische Intrusionszeit zuschreiben zu können. Wer aber zugesteht, dass die letzten Bewegungen an der Villnösser Bruchlinie frühestens am Ende der Kreidezeit stattgefunden haben und es mit mir für unwahrscheinlich hält, dass von zwei wenig von einander entfernten Theilen derselben Bruchlinie, der eine sich im Palaeozoicum, der andere im Tertiär gebildet habe, der wird die Intrusionszeit der Klausener dioritischen Massen an's Ende der Kreide oder in das Caenozoicum verlegen müssen.[1])

Diese Schlussfolgerung widerspricht den Schlüssen der Teller-v. John'schen Arbeit, in der die „mise en place" der Klausener Eruptivgebilde für älter als die Zeit der permischen Quarzporphyre, aber für jünger „als der Durchbruch der granitischen Massen von Brixen und der Cima d'Asta" gehalten wird. Die Gründe für diese Auffassung sind „die tektonische Abhängigkeit der schon vor dem Durchbruche der Diorite von Klausen gefalteten Phyllit- und Gneiss-Complexe des Eisackthales von dem granitischen Gesteinswall von Brixen", dessen Gleichalterigkeit mit der Cima d'Asta-Masse auf

[1]) Nach Frech (Karnische Alpen, pag. 464 u. a. a. O.) fällt die Villnösser Linie weiter im Osten mit den älteren carbonischen Dislocationen zusammen. Es haben also wahrscheinlich gleichzeitig im Osten wie im Westen in sehr verschiedenen Epochen an unserer Bruchlinie Bewegungen stattgefunden, von denen die letzten mit der Intrusion der Klausener Massen zusammenfielen.

Grund der schon citirten Suess'schen Darstellung[1]) angenommen wird. In zweiter Linie führte zu der Annahme des präpermischen Alters „der Umstand (l. c. pag. 673), dass sich in den an der Basis der Bozener Quarzporphyrdecke liegenden conglomeratischen Bildungen, welche allenthalben deutlich über das vom Diorit durchbrochene Grundgebirge transgrediren, neben Bestandtheilen der alten krystallinen Schiefer- und Gneiss-Massen nicht selten Rollblöcke von Eruptivgesteinen finden, welche petrographisch vollkommen mit den dioritischen Gesteinen von Klausen übereinstimmen". — Berücksichtigt man, dass in der Zeit, als diese Worte geschrieben wurden, der Brixener Tonalit ganz allgemein für azoisch gehalten wurde und dass Contactphänomene an dem nördlichen, damals gleichfalls für azoisch gehaltenen Tonalitkerne des eigentlichen Adamello nicht sicher bekannt waren, während wir im Verlaufe der vorliegenden Arbeit sahen, dass seine Intrusionszeit allerfrühestens der obersten Trias angehört, so wird man sich über den jetzt offenkundigen Widerspruch zwischen den beiden Argumenten nicht wundern. Sie sind aber ausserdem noch, wie gleich gezeigt werden soll, überhaupt nicht für unsere Zwecke verwendbar. Erstens sahen wir nämlich schon bei der Betrachtung des Adamello, dass eine intrudirende mächtige Tiefengesteinsmasse, wie die des Meraner Tonalites z. B., sehr wohl im Stande ist, einen bereits gefalteten Schichtcomplex in tektonische Abhängigkeit von sich zu bringen, dass man also nicht ohne Weiteres annehmen darf, der Klausener Kern sei jünger als der Meraner. Zweitens aber ist die petrographische Aehnlichkeit der erwähnten Rollstücke kein zuverlässiger Beweisgrund für die wirkliche Identität der verglichenen Gesteinsarten. Die Gerölle können sehr gut von älteren centralalpinen Eruptivgesteinen stammen.[2]) Thatsächlich ist diese Identität auch niemals von Teller und v. John mit absoluter Sicherheit behauptet worden. Es ist meine Pflicht, bei dieser Gelegenheit mitzutheilen, dass Herr C. v. John mir auf eine Anfrage in einem Briefe vom 30. März 1896 das Folgende

[1]) Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen.

[2]) Im Folgenden wird z. B. gezeigt werden, dass einzelne der dem periadriatischen Senkungsgebiete benachbarten Schweizer Granite (Pontresina) als Gerölle im sogenannten Verrucano auftreten. Das Gleiche ist für Tiroler Centralmassen möglich. — Milch (Beiträge zur Kenntnis des Verrucano, II, 1896, pag. 45 u. f.) beschreibt zahlreiche Protogingerölle im nordschweizerischen „Verrucano".

schrieb: „Was endlich die von Teller und mir auf pag. 673 angenommene Uebereinstimmung dioritischer Rollstücke in dem Conglomerate der Basis des Quarzporphyres mit den Klausener Eruptivgesteinen betrifft, so ist diese allerdings sehr auffallend, aber wie Sie aus der Fassung „wahrscheinlich" entnehmen können, auch damals schon für uns als kein vollgiltiger Beweis für ein bestimmtes Alter der Eruption angesehen worden. Mit der Aenderung der Anschauungen über das Alter der benachbarten Granite müssen selbstverständlich unsere rein theoretischen Folgerungen, die den damaligen Ansichten entsprachen, eine entsprechende Modification erfahren. Sind die Brixener Granite eine Intrusion der Triaszeit, so können selbstverständlich unsere Anschauungen über das höhere Alter der Klausener Eruptivgesteine nicht mehr aufrecht erhalten werden."

Aus dem Angeführten dürfte also unzweifelhaft hervorgehen, dass es bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse zwar nicht absolut sicher, aber doch am wahrscheinlichsten ist, dass die Klausener Eruptivgebilde am Ende der Kreide-Epoche oder gar erst im Tertiär intrudirten.

Die unregelmässige Begrenzung der Klausener Stöcke erklärt sich wahrscheinlich daraus, dass die Dislocationen, welche die Klausener und die weiter östlich gelegenen Gegenden betrafen, ihre erste Anlage zum Theil bereits lange vor der Intrusion erhielten.

Wir haben im Vorübergehenden gesehen, dass die Klausener Eruptivgebilde echte Tiefengesteinsstöcke sind. Ihre Contactbildungen hatten aber zur Zeit ihrer Beschreibung durch Teller und v. John viele damals neu und seltsam erscheinende Charaktere, so dass die hochverdienten Verfasser der Klausener Monographie sich mit Recht scheuten, sie ohne Weiteres mit den Contacthöfen anderer Gegenden zu vergleichen. Da es mir indessen gelungen ist, Dank der Verfeinerung der mikroskopischen Untersuchungsmethoden noch einige neue Bestimmungen an dem Klausener Material durchzuführen, und da ausserdem der Vergleich mit den Bildungen anderer erst jetzt genauer untersuchter Tiefengesteinscontacthöfe zu einigen interessanten Ergebnissen geführt hat, so möge die folgende petrographische Abschweifung gestattet sein. Ich spreche auch an dieser Stelle Herrn v. John meinen besten Dank für die Ueberlassung vieler Originalschliffe aus und hebe besonders hervor, dass die petrographische Beschreibung v. John's geradezu als Muster klarer, objectiver

Darstellung dienen kann. Die Citate im Folgenden beziehen sich immer auf die bereits angeführte Arbeit.

Die auf pag. 596—597 geologisch, auf pag. 656—660[1]) petrographisch beschriebenen „schwarzen Knollen im lamellaren Gneiss an der Basis des Diorits von Seeben" sind auf pag. 596 als „Züge eines dichten, schwarzen glimmerigen Schiefergesteines" bezeichnet, die innerhalb eines Systemes von gebänderten gneissartigen Gesteinen sich bald vollkommen auskeilen, bald lenticulär anschwellen. Sie bestehen nach v. John wesentlich aus Spinell und zwei farblosen Mineralien, von denen das eine in zu Büscheln angeordneten prismatischen Nädelchen auftritt und seiner vorgeschrittenen Zersetzung wegen nicht sicher bestimmt wurde, von dem aber ganz richtig hervorgehoben wird, dass es mit Andalusit Aehnlichkeit hat (pag. 658). Ich möchte es aber dennoch für Sillimanit halten, da ich an einigen der Nadeln bestimmen konnte, dass die Längsrichtung der Richtung der kleinsten optischen Elasticität entspricht ($c = c$). Ein zweites farbloses Mineral möchte ich schon aus Analogie zu den im Folgenden näher zu beschreibenden Gesteinen, sowie auf Grund des schon von C. v. John hervorgehobenen, nach der Analyse vorhandenen hohen Kaligehaltes für Orthoklas halten. Die Höhe der Interferenzfarben scheint mir dieser Deutung nicht zu widersprechen, obwohl ich gern zugebe, dass in den vorhandenen mir sämmtlich zur Verfügung gestellten Schliffen eine genauere Bestimmung der optischen Charaktere nicht möglich ist. Es ist mir nicht unwahrscheinlich, dass ein weiterer Theil der farblosen Durchschnitte dem Cordierit angehören könnte, den ich in anderen Gesteinen derselben Gegend nachweisen konnte. Doch ist das für diesen speciellen Fall nur vermuthungsweise auszusprechen. Ausser den angeführten Mineralien treten nach v. John accessorisch Korund, etwas Ilmenit, Biotit, wenig Rutil und Zirkon auf. Der Biotit bildet Höfe um den Ilmenit, die den von mir[2]) beschriebenen Höfen der Ilmenitfruchtschiefer des Mojadiorites sehr ähnlich sind. Bei dem Vorwiegen des Spinells, der nach v. John's Untersuchung Pleonast ist und bei der schiefrigen Structur der Knollen möchte ich das Gestein als einen schiefrigen Spinellhornfels bezeichnen. Sollte sich indessen bei

[1]) Vergl. auch Taf. XVI, Fig. 3.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 471 u. 537. Vergl. auch C. Riva. Atti Soc. it. Sc. nat., 1896, pag. 151 u. 155.

der Untersuchung von neuem Material herausstellen, dass Orthoklas und Cordierit eine bedeutendere Rolle spielen als sich bis jetzt nachweisen lässt, so würde das Gestein zu den in nicht grosser Entfernung davon auftretenden Hornfels-Spinell-Seebeniten[1]) gehören. Bemerken möchte ich bei dieser Gelegenheit, dass seine chemische Zusammensetzung der des von mir analysirten Cordieritfelses vom Monte Aviolo[2]) ausserordentlich ähnlich ist und sich eigentlich nur durch etwas geringeren *MgO*- und entsprechend grösseren K_2O-Gehalt unterscheidet. Diese Differenz erklärt sich aber sehr gut durch die Feldspatharmuth des Aviologesteines und seinen Reichthum an Cordierit, sowie durch die für das Klausener Gestein wahrscheinlich gemachte Antheilnahme einer nicht unbeträchtlichen Orthoklasmenge.

Das „Gestein vom Contact der Südgrenze des Diorits von Seeben mit den vorgelagerten Gneissbänken an dem nach Pardell führenden Fahrwege" (pag. 594, 660—662, Taf. XVI, Fig. 2) scheint eine nicht ganz unbedeutende Mächtigkeit zu haben. Es heisst von ihm (pag. 594): „An dem leider nur unvollständig entblössten Contact von Gneiss und Diorit liegt ein eigenthümliches, dunkel bläulichschwarzes, im frischen Bruche durch schimmernde, rissige Spaltflächen ausgezeichnetes Gestein, das im Niveau des Fahrweges in ungefähr 1 Meter Breite blossliegt. Es schliesst sich eng an die steil aufsteigende Eruptivgesteinsgrenze an, gegen die vorgelagerten Gneissmassen erscheint es jedoch nirgends schärfer abgegrenzt." Dies Gestein wird nach C. v. John wesentlich von zwei farblosen Mineralien und Pleonastkörnchen gebildet, zu denen sich accessorisch Titaneisen, etwas Korund, wenig Biotit, Turmalin und Eisenglanz, sowie ein nicht näher bestimmtes lichtgrünlichgelbes Mineral gesellen. Von dem ersten der farblosen Mineralien stellte v. John fest, dass es „an zersetzten Stellen schwach gelblichgrün gefärbt ist, im Schliffe in rechteckigen, häufig nahezu quadratischen Durchschnitten erscheint, optisch zweiaxig ist, dass die Axenebene stets parallel den Rechteckkanten geht und dass demgemäss auch die Auslöschung stets den Kanten parallel verläuft. Er folgerte daraus schon, dass das Mineral wahrscheinlich rhombisch sei, und da die

[1]) Vergl. pag. 150 dieser Arbeit.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 502.

Analyse des von den meisten accessorischen Gemengtheilen und dem Spinell befreiten Gesteines einen hohen Thonerdegehalt ergab, so nahm er an, dass es ein rhombisches Thonerdemineral sei. Das zweite farblose Mineral umschliesst nicht selten zu Reihen angeordnete Rechtecke und Quadrate des ersten. Es wird von ihm angegeben, dass es wasserhell ist, schwache Polarisationsfarben aufweist und wahrscheinlich mit dem schon erwähnten nicht näher bestimmten farblosen Minerale aus den spinellreichen Einlagerungen im lamellaren Gneiss des Seebenkammes identisch sein dürfte. Es enthält weniger Einschlüsse als das erste farblose Mineral. „Durch die grösseren, wellig umrandeten Durchschnitte setzen parallele Sprünge durch, die wahrscheinlich einer Spaltungsrichtung entsprechen. Sie zeigen eine gegen diese Sprünge meist schwach geneigte Auslöschung (bis 20°). Mit der Condensorlinse liess sich nachweisen, dass das Mineral optisch zweiaxig ist.“ Die chemische Untersuchung eines aus den beiden farblosen Gemengtheilen bestehenden Gesteinsrestes ergab:

SiO_2 44·43 %, Al_2O_3 31·21 %, FeO 13·26, MgO 3·98, K_2O 2·79, Glühverlust 3·65, Na_2O 1·08, Summa 100·40 %.

Ich untersuchte die mir zur Verfügung gestellten drei Schliffe genau und kam zu dem Resultat, dass das erste Mineral Cordierit, das zweite Orthoklas ist. Die Gründe dafür sind die folgenden: Beide Mineralien haben geringe Doppelbrechung. Die Interferenzfarben des ersten gehen in den nicht sehr dünnen Schliffen nur bis zum Gelb erster Ordnung, die des zweiten bleiben in den grauen und bläulichen Tönen derselben Ordnung. Dabei ist die Lichtbrechung beider recht gering, die des zweiten aber, wie sich mit Hilfe der Irisblende leicht feststellen lässt, noch wesentlich geringer als die des ersten. Alle deutlich in die Länge gezogenen rechteckigen Durchschnitte des ersten Minerales haben die optische Axenebene parallel der grösseren Längserstreckung, und zwar entspricht diese stets der Richtung der grösseren optischen Elasticität. Wo die Zersetzung die Durchschnitte noch nicht völlig ergriffen hat, da folgt sie Spalten, die gleichfalls parallel den längeren Kanten der Rechtecke verlaufen. Dabei sind seine Zersetzungsproducte meist feinfaserig, sericitisch und enthalten stellenweise rings um kleine, wahrscheinlich zum Zirkon gehörige Kryställchen dunklere Höfe, wie sie

bei der Zersetzung des Cordierits aus den bekannten pleochroitischen gelben Höfen hervorzugehen pflegen. Da nun ausserdem die vorher wiedergegebene Analyse v. John's einen relativ grossen Gehalt an MgO und Al_2O_3 aufweist, so ist an der Cordieritnatur des ersten Minerales nicht zu zweifeln. Nun ist aber die Zahl der eine wesentlich geringere Lichtbrechung als der Cordierit aufweisenden Mineralien eine so kleine, dass die Wahl unter ihnen, noch dazu bei Benützung des Resultates der chemischen Analysen, wesentlich erleichtert ist. Sie kann bei dem hohen Gehalt an Alkalien, unter denen das Kali stark überwiegt, nur auf Orthoklas fallen, zu dem auch alle bereits angeführten optischen Charaktere sehr gut stimmen. Ausserdem aber machte ich die folgenden gleichfalls für Orthoklas sprechenden Beobachtungen. Es sind zwei Spaltbarkeiten vorhanden, von denen keine sehr vollkommen ist oder die andere an Vollkommenheit wesentlich überträfe. Offenbar ist auch in Schnitten, die nicht parallel einer der beiden Spaltbarkeiten geführt sind, bald die eine, bald die andere ausgebildet. Ich unterschied nun die Schnitte mit zwei gleichzeitig vorhandenen Spaltbarkeiten von denen mit nur einer und fand unter den ersteren mehrere Schnitte, in denen die beiden Spaltrisssysteme Winkel von 65—70° miteinander bilden, zwei, in denen sie ungefähr rechtwinklig zu einander stehen. Offenbar gehören die letzteren der orthodiagonalen Zone an, während die ersteren schief zu ihr geschnitten sind. Und thatsächlich beobachtete ich in den beiden Schnitten mit fast rechtwinkliger Spaltbarkeit fast parallele Auslöschung gegenüber der Spaltbarkeit, in den anderen zum Theil aber Auslöschungsschiefen, wie sie für Orthoklas in wenig von (010) abweichenden Schnitten charakteristisch sind. Dabei konnte ich in einem der beiden orthodiagonalen Schnitte die Lage der optischen Axenebene bestimmen und fand sie parallel der Richtung der kleineren optischen Elasticität und der besseren Spaltbarkeit. Das entspricht aber genau den Verhältnissen eines ungefähr parallel (100) geführten Schnittes der gewöhnlichen Orthoklase, in denen die Axenebene normal zur Symmetrieebene liegt. In mehreren Schnitten mit schiefwinkligen Spaltrisssystemen fand ich die Axenebene parallel der Richtung der grösseren optischen Elasticität, was beweist, dass die Normalen der Schnitte näher an der stumpfen als an der spitzen Bisectrix liegen, da ja der Orthoklas optisch negativ ist. Das aber steht im besten Einklang zu den

schon angeführten Beobachtungen über die Auslöschungsschiefe. Viel häufiger sind Schnitte, in denen nur eine Spaltbarkeit vorhanden ist, und unter diesen ist es natürlich sehr schwierig, sich zu orientiren. Doch constatirte ich in vier Schnitten mit beträchtlichen Auslöschungsschiefen gegenüber den deshalb von mir als vermuthlich murchisonitisch angesehenen Spalten, dass die Axenebene parallel der Richtung der grösseren Elasticität liegt und normal zu den Spalten verläuft, wie das mehr nach (010) als nach (100) geführte, nur murchisonitische Spaltrisse aufweisende Schnitte zeigen müssen, wofern die Axenebene normal zur Symmetrieebene liegt. Die Vergleichung der Lage der Axenebene mit den Spaltrichtungen, sowie die Bestimmung der relativen Werte der optischen Elasticität in Schnitten mit geringen Auslöschungsschiefen und nur einer Spaltbarkeit ergaben mir keine verwertbaren Resultate. Dennoch glaube ich, dass die beschriebenen Beobachtungen, so unvollkommen sie natürlich bei dem Mangel an krystallographischer Begrenzung der Individuen sind und so viel Zweifelhaftes, wie ihnen bei der ja keineswegs constanten Lage der Axenebene und der mässigen Constanz und Vollkommenheit der Spaltbarkeiten im Orthoklas anhaftet, dennoch im Verein mit den schon angeführten Thatsachen genügen, um die Orthoklasnatur des fraglichen Minerales zu beweisen. Sicherere Daten könnte man durch mikrochemische Untersuchungen, beziehungsweise durch Pleochroitischmachen des Cordierits gewinnen; doch konnte ich das mit den nicht mir gehörigen Schliffen nicht thun.

Die makroskopisch sichtbaren Spaltflächen sind offenbar die Spaltflächen des Orthoklases. Mikroskopisch erkennt man, dass sie oft ganz und gar von einem lichtgelblichgrünen Chlorit erfüllt sind, der also scheinbar das Umwandlungsproduct des Orthoklases darstellt. Es handelt sich dabei aber offenbar um einen Austausch der durch Zersetzung des Cordierits und des Orthoklases frei werdenden Bestandtheile. — Zum Schlusse möchte ich noch bemerken, dass ich auch ganz vereinzelte Durchschnitte von Plagioklas sah, die gleichzeitig nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt sind.

Aus diesen Auseinandersetzungen geht hervor, dass das untersuchte Gestein ein Orthoklas-Cordierit-Spinell-Gestein oder ein nicht schiefriger Hornfels-Spinell-Seebenit ist. Seine chemische Zusammensetzung dürfte, soweit man das nach der vorliegenden Partialanalyse beurtheilen kann, sehr gut mit der der vorher be-

schriebenen sogenannten „Spinellhornfelse" übereinstimmen; und auch das ist ein Grund mehr, weswegen man in diesem letzteren das Vorhandensein grösserer Orthoklas- und Cordieritmengen voraussetzen und sie somit gleichfalls zu den Hornfels-Spinell-Seebeniten rechnen kann.

Das Contactgestein von der „Dioritgrenze im unteren Vildarthal oberhalb der Einmündung des Weissbachls", das schon bei der Besprechung der primären Natur des nördlichen Contactes unserer Eruptivmassen erwähnt wurde[1]), ist von C. v. John sehr gut beschrieben. Es besteht wesentlich aus Andalusit ($c = a$) und zersetzten sericitischen Massen, die zum grössten Theil, wenn nicht ganz von Andalusit herrühren dürften, obwohl es nicht ganz auszuschliessen ist, dass ähnlich zersetzter Cordierit Antheil daran habe. Der nächstdem häufigste Gemengtheil ist Korund, der von C. v. John isolirt und sicher bestimmt wurde, und wie gleichfalls in der John'schen Beschreibung angedeutet ist, oft die äussere Umrandung von Ilmenitkörnern bildet. Dieser letztere, sowie Spinell, Biotit und Turmalin sind nur accessorisch. Das Gestein ist demnach ein vielleicht etwas cordieritführender, nicht schiefriger, korundreicher Andalusithornfels.

Das Gestein von der „Südwestgrenze der Dioritmasse im hinteren Vildarthal"[2]) besteht aus abwechselnden, „in zierliche Zickzackfalten zusammengelegten" hellen Lagen eines „undeutlich körnigen Gemenges von Quarz, Feldspath und Biotit" und dunklen spinellreichen Lagen. Accessorisch treten Turmalin, Ilmenit, Granat und Zirkon auf. Die Spinellkörnchen sind in ein grünliches, glimmeriges Zersetzungsproduct eingestreut, dessen Ursprung nicht sicher bekannt ist, von dem ich aber nach Analogie mit den bereits beschriebenen Gesteinen vermuthen möchte, dass es von Cordierit herstammt. Wie das aber auch sei, jedenfalls hat man es hier mit einem Gneiss zu thun, in dem einzelne, einer grösseren Umwandlung fähige dünne Lagen in das spinellreiche Gestein umgewandelt wurden, während die Hauptmasse unverändert blieb. Ich will das ganze Gestein deshalb im Sinne der hier vorgeschlagenen Nomenclatur als Contactspinellgneiss bezeichnen.

---

[1]) Vergl. pag. 213—214 dieser und pag. 626 u. 662 der v. John'schen Arbeit.

[2]) L. c. pag. 629, 663—664.

Die „dunklen Schlieren im Diorit von Seeben (aus den felsigen Entblössungen nördlich vom Gipfel)“ [1]) kann ich aus weiterhin angeführten Gründen nicht für Schlieren oder concretionäre Bildungen halten, sondern nehme sie als umgewandelte Schieferfragmente in Anspruch. Zwei der mir zur Verfügung gestellten drei Schliffe bestehen wesentlich aus Andalusit ($c = a$, roth), sowohl in grösseren Krystallen wie in zu Büscheln angesammelten sillimanitähnlichen Nadeln, die sich aber gleichfalls durch die Orientirung der Richtung der grössten Elasticität als Andalusit erweisen. Die v. John'sche Beschreibung stimmt vortrefflich. Besonders interessant sind die ganz zutreffend beschriebenen, aber merkwürdigerweise, soweit mir bekannt, niemals in der Literatur citirten Glaseinschlüsse, auf die ich später noch zurückkommen werde. In dem dritten Schliffe ist farbloser, schwach licht- und doppelbrechender Cordierit sehr reichlich vorhanden, der übrigens auch in den beiden anderen Schliffen in kleiner Menge vorkommt. Wo er gut krystallisirt ist, entspricht die Längsrichtung der Rechtecke der Richtung der grösseren Elasticität und der optischen Axenebene. Auch etwas Orthoklas, dessen Lichtbrechung erheblich unter der des Canadabalsams befunden wurde, tritt auf. Accessorisch finden sich ausserdem noch Spinell, Ilmenit, Korund, Biotit, Zirkon. Das nicht schiefrige Gestein schwankt demnach zwischen Andalusithornfels und Cordierit-Andalusithornfels.

Die „mineralreichen, sphäroidischen Concretionen im Norit der Wolfsgrube, Noritgang III“ [2]), sind im Sinne der hier gebrauchten Nomenclatur korund- und andalusitreiche Hornfels-Seebenite. Denn die wesentlichen Gemengtheile sind Orthoklas, der die Hauptmasse des Ganzen bildet, und in einem Schliffe sehr reichlicher, im zweiten mir zur Verfügung gestellten Schliffe spärlicher Cordierit. Dieser ist entweder noch erhalten, oder er zersetzt sich zum Theil zu compacten, serpentinähnlichen, aber schwach doppelbrechenden, fast isotropen, zum Theil zu feinfaserigen sericitischen Massen. Accessorisch treten auch auf Andalusit ($c = a$), oft von wurmartigen Quarzinterpositionen durchdrungen, Sillimanit ($c = c$), Korund, in dem ich ausser den schon von C. v. John angegebenen Charakteren

[1]) Pag. 597—598 und 664—665, Taf. XVI, Fig. 1.

[2]) L. c. pag. 618 und 665—667, Taf. XVI, 5.

noch bestimmte, dass $c = a$ und E hellblau, O dunkelblau sind, Ilmenit, Spinell, Biotit, Granat.

Die „Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit von Oberhofer-Rothbach“ [1]) und die vollständig analogen „Spinellanhäufungen mit Fluctuationsstructur im Norit der Wolfsgrube“ [2]) halte ich für unvollständig vom Eruptivgestein eingeschmolzene Einschlüsse. Bemerken möchte ich, dass ich in dem Schliffe des letztgenannten Fundortes auch Korund (E ganz schwachblau bis farblos, O intensiv blau) in ziemlicher Menge sah. Sowohl der Korund wie der Spinell und der hier gleichfalls als Contactmineral aufzufassende Ilmenit, der zum Theil mit dem Korund parallel verwachsen ist, finden sich als Einschlüsse besonders gern in den Feldspathen, viel weniger in den Biotiten des Eruptivgesteins. Die Hypersthenkrystalle sind meist, aber nicht immer frei davon. Es ist das insofern interessant, als es, wenn meine Auffassung dieser Gebilde richtig ist, zu der Annahme führt, dass die Einschmelzung der Einschlüsse erst während des Endes der Krystallisationszeit der Hypersthene begonnen haben kann.

In einem anderen, mir freundlichst zur Verfügung gestellten Schliffe, der in dem petrographischen Theile nicht näher beschrieben ist und die Bezeichnung trägt „Thinnebach, Norit mit Spinell“ constatirte ich das Vorhandensein von Korund (O blau, E hellblau bis farblos), Ilmenit und viel Spinell in einer feinfaserigen, ganz zersetzten, gegen den Norit aber scharf abgegrenzten Masse, die vielleicht ursprünglich aus Cordierit oder Andalusit bestand. Hier ist die Deutung des Gebildes als Einschluss durch die scharfe Abgrenzung deutlich nachgewiesen.

Ausser den bisher angeführten Gesteinen konnte ich einen Schliff untersuchen, der die Bezeichnung trägt „Vildarthal, Einschluss im Quarzglimmerdiorit“ und mir nur in dem geologischen Texte (pag. 627) kurz erwähnt zu sein scheint. Es heisst dort: „Die dunkle, dichte, etwa handtellergrosse Gesteinsmasse erwies sich im Schliffe im wesentlichen als eine Anhäufung von Pleonastkörnchen, zu denen sich hie und da isolirte oder divergentstrahlig gruppirte dichroitische Nädelchen, wahrscheinlich Turmalin, gesellen. Eine schmale, aus wohlindividualisirten Feldpathkryställchen bestehende

[1]) Pag. 619, 633, 667, Taf. XVI, 4.
[2]) Pag. 619, 668.

Zone (Ortho- und Plagioklas) scheidet den dunkleren pleonastreichen Kern von der dioritischen Umhüllung. Auffällig ist es, dass sich die Feldspathe der Randzone sowohl durch geringe Grösse der Individuen, wie auch durch ihre Frische so scharf von jenen des Eruptivmagmas abheben. Ob man es hier mit einer zufälligen Differenzirung im Magma zur Zeit der Entstehung dieser Mineralausscheidung, oder mit Resten der Bestandtheile eines materiell veränderten, echten Einschlusses zu thun hat, musste vorläufig unentschieden bleiben." Ich kann dieser den geologischen Befund sehr zutreffend wiedergebenden Schilderung nur hinzufügen, dass in dem von mir untersuchten Schliffe ausser dem Plagioklas und Spinell auch noch Cordierit in wohlbegrenzten, häufig rechteckigen Schnitten, die sich eben erst zu zersetzen anfangen, wesentlich an der Zusammensetzung des Gesteines Antheil nimmt. Accessorisch sah ich ganz wenig Korund und Ilmenit in lang gestreckten und häufig von deutlich abgegrenzten Höfen von Spinellkörnchen umgebenen Durchschnitten. Das schon von Teller und v. John erwähnte pleochroitische Mineral hat nicht, wie der Turmalin, parallel der Längserstreckung die Richtung der grössten, sondern gerade die der kleinsten optischen Elasticität. Dabei hat ein Theil der Nadeln gerade, ein Theil schiefe Auslöschung. Die normal zur Längserstreckung der Krystalle schwingenden Strahlen sind hellblau, während die parallel zu ihr schwingenden Strahlen farblos erscheinen. Danach ist Turmalin ausgeschlossen; eher könnte es sich um eine monokline Hornblende handeln. Wie das aber auch sei, jedenfalls gehört das Gestein im Sinne der hier angewendeten Nomenclatur zweifellos zu den Hornfels-Spinell-Seebeniten. Ich halte es ebenso wie die schon beschriebenen anderen concretionsähnlichen Gebilde in den Eruptivgesteinen von Klausen für einen echten Einschluss.

Endlich habe ich noch zu erwähnen, dass ein anderer in der Teller-v. John'schen Arbeit wohl nicht näher beschriebener Schliff „Seeben. Einlagerung im Gneiss" und zwei andere Schliffe, die von einem „Einschluss im Diorit von Seeben" herrühren, aus typischen „Hornfels-Seebeniten" bestehen, indem in allen die Hauptgemengtheile Cordierit und Feldspath sind, und zwar anscheinend wohl eher Orthoklas als Plagioklas. In dem erstgenannten Vorkommnis finden sich ausser ihnen noch Ilmenit und mit dem Feldspath schriftgranitisch verbundener Quarz. Der Cordierit ist im Con-

tact mit dem Quarz gern automorph begrenzt. Das zweite Vorkommnis ist ein echter, wie der eine Schliff zeigt, scharf von dem Eruptivgestein abgegrenzter Einschluss. Ausser den beiden Hauptgemengtheilen sind noch vorhanden etwas Plagioklas, Ilmenit, Spinell, Sillimanit ($c = c$). Der Cordierit zersetzt sich zu eigenthümlichen Massen, die aus compacten Körnern bestehen, grün gefärbt und dem Serpentin ähnlich, stets anisotrop, aber in vielen Schnitten nur sehr schwach doppelbrechend sind. Der Einschluss hat noch deutliche Parallelstructur und verräth auch dadurch seine Abstammung von präexistirenden Schiefern.

Fassen wir die beschriebenen Thatsachen zusammen, so erhellt, dass sich im Contacte mit den Eruptivmassen von Klausen und als Einschlüsse in ihnen ausser wenig oder gar nicht veränderten phyllitischen, gneissigen und granulitischen (Feldstein) Felsarten auch eigenthümliche Gesteine finden, die überwiegend zwischen den echten Hornfels-Seebeniten und den Hornfels-Spinell-Seebeniten schwanken. Mehr vereinzelt treten feldspathfreie Andalusitgesteine auf, wie z. B. die auf pag. 224 dieser Arbeit beschriebenen Einschlüsse aus dem Diorit von Seeben, die zwischen Andalusithornfels und Cordierit-Andalusit-Hornfels schwanken. Korund und Ilmenit sind in all diesen Gesteinen weit verbreitete und wichtige Gemengtheile. Teller und v. John möchten in diesen eigenthümlichen Gebilden nicht umgewandelte präexistirende Schichtgesteine, sondern eher unter besonderen Verhältnissen entstandene Ablagerungen auf Spaltenräumen, beziehungsweise concretionäre primäre Ausscheidungen in den Eruptivgesteinen sehen. Sie selbst heben richtig hervor, dass die nachweislichen metamorphischen Veränderungen sich wesentlich auf Umwandlung der phyllitischen Zwischenstraten zwischen den Glimmerschiefer-, Gneiss- und Granulit-Lagen beschränken.

Es ist nun gewiss nicht zu leugnen, dass zur Zeit, als die ausgezeichnete Arbeit Teller's und v. John's erschien, die von ihren Autoren gegebene Deutung der eigenthümlichen Contactgebilde sehr viel für sich hatte, um so mehr, als ähnliche Bildungen damals so gut wie gar nicht bekannt waren. In den dreizehn Jahren seit dem Erscheinen dieser Arbeit haben sich aber unsere Kenntnisse der Contactmetamorphose in vielen Punkten wesentlich erweitert; und insbesondere sind aus verschiedenen Contactgebieten ganz ähnliche Mineralcombinationen und unter ganz analogen Verhältnissen aufge-

funden worden. Ich beziehe mich dabei in erster Linie auf die von mir selbst untersuchten Einschlüsse im Tonalit des Monte Aviolo und den in dieser Arbeit (pag. 204) erwähnten Einschluss im Granit der Cima d'Asta auf dem rechten Ufer des Torrente Maso. Am Monte Aviolo [1]) finden sich im Tonalit zum Theil scharf begrenzte eckige, zum Theil mehr allmählich in das Eruptivgestein übergehende, abgerundete Einschlüsse von Hornfels, der theils überwiegend aus Cordierit besteht, theils vorwiegend von Cordierit und Plagioklas gebildet wird, aber auch vielfach Biotit enthält, so dass das Gestein zwischen Cordierithornfels, Hornfels-Seebenit und Hornfels-Biotit-Seebenit (= Hornfels-Plagioklas-Aviolit) schwankt. Auch diese Einschlüsse sind auffällig reich an grünem Spinell, Korund, Ilmenit und Sillimanit. Bei ihnen ist der Nachweis ihrer Einschlussnatur vollständig gesichert, da sie in allen wesentlichen Charakteren sehr gut mit dem neben dem Contact in einer Mächtigkeit von über hundert Metern anstehenden Nebengestein übereinstimmen und sich wesentlich nur durch die grössere Menge des Spinells, sowie durch das Vorhandensein des in dem Nebengestein nicht beobachteten Korundes auszeichnen. Korund findet sich aber in dem jetzt unzweifelhaft als Apophyse des Aviolotonalites erkannten kleinen Moja-Quarzglimmerdioritstocke in vereinzelten Lagen der metamorphen Quarzphyllite (l. c. pag. 473). — Bemerkenswert ist auch die chemische Aehnlichkeit der cordieritreichen Hornfelse des Aviolo mit dem Hornfels-Spinell-Seebenit von Seeben.

In der Cima d'Asta-Gruppe tritt, wie auf pag. 204 dieser Arbeit beschrieben, am rechten Ufer des Torrente Maso in unmittelbarer Nähe des Contactes in dem Granit ein Einschluss von Hornfels-Korund-Edolit auf. Das überwiegend aus Plagioklas, Biotit und Korund gebildete Gestein enthält accessorisch grünen Spinell und Sillimanit. Auch die Einschlüsse im Astagranit der Gegend von Bieno haben den Seebeniten verwandte mineralogische Zusammensetzung. Sie sind, wie wir sahen, Hornfelscordieritgneisse, bestehen wesentlich aus Orthoklas, Quarz, Biotit und Cordierit und führen accessorisch grünen Spinell, sowie etwas Andalusit. Sie besitzen noch eine undeutliche Schichtung, sind scharf gegen das Eruptivgestein abgegrenzt und schon dadurch als unzweifelhafte Einschlüsse charakterisirt.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890, pag. 492—93.

Auch in zahlreichen anderen Contactgesteinen der Cima d'Asta, und zwar in unzweifelhaften Gliedern der umgewandelten Schieferformation wurden Ilmenit, Korund, Sillimanit, Andalusit und grüner Spinell als Contactmineralien angetroffen. Weiterhin in dieser Arbeit wird von Baveno (Lago Maggiore) aus dem Contacte des Granites ein Korund-führender Hornfels-Cordierit-Edolit (= Hornfels-Biotit-Seebenit) als normales Umwandlungsproduct krystalliner Schiefer beschrieben werden. Auch in den gleichfalls weiterhin beschriebenen Eruptivgesteinen der Val Sassina (östlich vom Comer-See) treten in dem Seitenthal, Val Biandino, scharf abgegrenzte Einschlüsse auf, die in einer feinfaserig zersetzten Masse Zusammenhäufungen von grünem Spinell enthalten. Die feinfaserige Masse rührt, wie weiter unten ausführlicher gezeigt werden wird, wahrscheinlich von zersetztem Cordierit her. Das Eruptivgestein hat die grösste Aehnlichkeit mit dem Klausener sogenannten Diorit. Es schwankt wesentlich zwischen Quarzglimmerdioriten und Tonaliten auf der einen, Quarznoriten auf der anderen Seite. Die Analogie ist also eine vollkommene.

Auch in den schönen Eruptivgesteinen von Le Prese im oberen Veltlin, über die weiterhin kurz gesprochen werden soll, tritt eine ganz ähnliche Mineralcombination auf, wie wir durch G. Linck wissen.[1]) In einem Gabbro, der secundäre Hornblende enthält, finden sich dort grössere, zusammenhängende Massen, die wesentlich von Hercynit, daneben aber von Plagioklas (Ab_3An_5), Sillimanit, Biotit, Magnetkies und Korund gebildet werden. Ueber ihren Ursprung ist nichts Sicheres bekannt. Wenn auch das Auftreten dieser Massen bisher nicht näher beschrieben ist, so dürfte es sich doch auch hier wahrscheinlich um den Klausener Einschlüssen analoge Bildungen handeln.

Auch von zahlreichen anderen Punkten der Erdoberfläche sind ähnliche Mineralcombinationen sei es im Contacte mit Eruptivgesteinen, sei es als Einschluss in diesen beschrieben worden. Teller und v. John führen schon drei dieser Fälle an, nämlich das Auftreten des Spinells als accessorischer, aber seinem Ursprung nach nicht näher bekannter Gemengtheil in Eruptivgesteinen von Predazzo

---

[1]) Ueber Hercynit aus dem Veltlin. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Berlin 1893, pag. 47—53.

nach G. Tschermak[1]), das Vorkommen von Pleonast nach v. Werveke[2]) in einem von Nephelinit umschlossenen Gneissbruchstücke und das Theilnehmen des Spinells an der Gesteinsbildung in einem wesentlich aus Quarz, Spinell, braunem und weissem Glimmer, Eisenglanz und etwas Andalusit bestehenden Gestein, das dünne Lagen in „Andalusitglimmerfelsen" der innersten Contactzone des Hennberggranites bildet. Die Zahl solcher Vorkommnisse hat sich aber seitdem noch erheblich vermehrt. So beschrieb Karl Vogelsang[3]) Aggregate von Cordierit, Feldspath, Biotit, Korund, Pleonast und Sillimanit in Andesiten des Bocksberges und am Rengersfeld in der Eifel, derselbe Forscher, Pohlig und namentlich Dannenberg[4]) analoge Bildungen aus den jungvulcanischen Gesteinen des Siebengebirges. M. Koch[5]) machte mit eigenthümlichen Gebilden im Kersantit von Michaelstein bekannt, die ausser von Feldspath, Korund, Spinell und Sillimanit auch noch von Disthen, Rutil, Staurolith, Granat und anderen seltenen, gern im Contacte plutonischer Massen auftretenden Mineralien gebildet werden. Er hält ebenso wie Vogelsang diese und die analogen Bildungen, die sich in den Bomben des Laacher Sees finden, für emporgerissene, veränderte Bruchstücke des Grundgebirges. Vogelsang nimmt sogar geradezu an, dass sie aus einem unterirdischen Contacthofe eines granitischen Gesteines stammen, aber auch noch durch das vulcanische Gestein nachträgliche Veränderungen erlitten haben. G. H. Williams[6]) beschrieb einschlussähnliche Massen aus den dioritischen Gesteinen der Cortlandt Series im Staate New York, die gleichfalls die Combination Spinell-Korund-Sillimanit-Granat-Eisenerz repräsentiren und vermuthlich ebenfalls analoge Entstehung haben. Damit aber ist die Zahl der Fundorte solcher Massen noch keineswegs erschöpft.[7])

---

[1]) Die Porphyrgesteine Oesterreichs aus der mittleren geologischen Epoche. Wien 1869, pag. 115.

[2]) Neues Jahrb. f. Min., 1880, Bd. II, pag. 284.

[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1890.

[4]) Vergl. diese Zeitschrift, XIV, pag. 17—84, wo auch die ältere Literatur aufgeführt ist.

[5]) Jahrb. d. Preussischen geol. Landesanst., 1886, pag. 44.

[6]) Amer. Journ. of Science, 1887, Bd. XXXIII, pag. 194—199.

[7]) Vergl. z. B. Andreae u. König, Abh. d. Senckenbergischen Naturforsch. Gesellschaft, 1888, pag. 62. — Auch die Laacher Bomben wären zu berücksichtigen. —

Wenn es nun auch an sich unleugbar ist, dass grüne Spinelle auch wirklich als accessorischer echter Gemengtheil von Eruptivgesteinen auftreten, so unterscheiden sich doch all die citirten Fälle mit Ausnahme des Tschermak'schen unzweifelhaft durch die Paragenesis des Spinells mit anderen Contactmineralien, wie sie nur aus echten Contactgesteinen bekannt ist. Auch andere Charaktere, wenigstens der Klausener Vorkommnisse und der mir selbst bekannten Einschlüsse aus der Val Sassina, dem Aviolo und der Cima d'Asta, sprechen in unzweideutiger Weise für die Einschlussnatur der fraglichen Gebilde. In den Einschlüssen von Klausen ist stellenweise die Schichtung der ursprünglichen Gesteine noch deutlich erkennbar; und das Gleiche gilt für die beschriebenen Einschlüsse von der Cima d'Asta. Dazu kommt, dass bei Klausen auch die am Contact anstehenden Schiefer nur lagenweise umgewandelt sind. Die feldspath-quarzreichen Lagen haben sich meist ganz unverändert erhalten; und es darf daher auch nicht Wunder nehmen, dass sie auch, wo sie als Einschlüsse auftreten, oft keine Spur von Metamorphose aufweisen. Diejenigen Lagen aber, welche, wie am Südrande der Seebener Dioritmasse zwischen den Quarz-Feldspath-Lagen umgewandelt sind, waren es auch, welche die vollständig umgewandelten und aus derselben Mineralcombination bestehenden schlieren- und concretionsähnlichen Einschlüsse lieferten. Das Vorkommen isolirter Spinelle in den Eruptivgesteinen erklärt sich entweder daraus, dass die Spinelle der Einschmelzung am längsten widerstanden oder aus einem von Karl Vogelsang und mir gemeinsam experimentell constatirten Factum, dass nämlich bei der vollständigen Einschmelzung von Cordierit im Schmelzflusse beim Erstarren gewöhnlich grüner Spinell auskrystallisirt.[1])

Es ist nur noch einem Einwande gegen die Deutung der behandelten Gebilde als Einschlüsse zu begegnen. Teller und v. John fanden nämlich auch wenig oder gar nicht veränderte Phyllit-Einschlüsse neben den Hornfelsfragmenten in den Klausener

---

Die in der Nähe des Vredefort-Granitmassives in der Transvaalrepublik auftretenden, von Molengraaff (N. J. f. M., Beil.-Bd. IX, 1894, pag. 198—201) beschriebenen „Korundporphyroide und Korundschiefer" sind gleichfalls, wie mir Herr Prof. Molengraaff brieflich mittheilt, vermuthlich normale Contactbildungen.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch., 1890, pag. 516—517 und Vogelsang l. c. pag. 45—46.

Eruptivgesteinen und schlossen auch daraus, dass beide nicht dieselbe Entstehung haben könnten. Dem gegenüber muss man aber berücksichtigen, dass bei so geringer und sporadischer Wirkung der Contactmetamorphose, wie sie für Klausen charakteristisch ist, sehr wohl unveränderte Schieferschollen noch kurze Zeit vor der Vollendung der Erstarrung des Magmas in dieses hineingerathen und dann bei geringer Intensität der umwandelnden Agentien unverändert bleiben konnten, während schon längere Zeit in dem Magma befindliche und vielleicht sogar schon aus der Tiefe herauftransportirte Fragmente intensiv metamorphosirt wurden.

Nach den vorstehenden Erörterungen stehe ich nicht an auch die Klausener „Schlieren" und „Concretionen" als normal contactmetamorphosirte, echte Einschlüsse aufzufassen, ebenso wie all die anderen in dieser Arbeit erwähnten Einschlüsse aus der Cima d'Asta, dem Adamello und der Val Sassina. Damit wird es aber natürlich auch unnöthig, für die Klausener Contactbildungen eine besondere, von der der übrigen Contacthöfe abweichende Entstehung anzunehmen.

Zum Schlusse will ich noch kurz erwähnen, dass Reyer[1]) zu einer anderen Auffassung der Klausener Eruptivmassen gelangte als Teller und v. John auf der einen, ich in der vorliegenden Arbeit auf der anderen Seite. Er fasste sie nicht als Intrusivmassen auf, sondern als innerhalb von „Kastenbrüchen" emporgedrungene Oberflächenergüsse. Ein Beweis für diese Vorstellung, die Reyer ja bekanntlich auf zahlreiche plutonische Massen ausdehnen möchte, ist nicht gegeben. Denn die Bankung des Diorites kann ebenso gut als unterirdisch ausgebildete Abkühlungsstructur gedeutet werden. Es ist ferner weder begründet noch sonst ersichtlich, warum Reyer, den auch in dieser Arbeit besprochenen Hauptbruch von Klausen erwähnend und in ihm gleichfalls die westliche Fortsetzung der Villnösser Bruchlinie anerkennend, hinzufügt: „Wann die Brüche und Eruptionen stattfanden, lässt sich nicht genau feststellen; sicher sind sie prätriadisch."

Fassen wir alle unsere Ausführungen kurz zusammen, so erhellt, dass die Klausener Eruptivmassen jedenfalls stockförmig begrenzt sind. Es lässt sich für sie allerdings nicht

[1]) Theoretische Geologie. Stuttgart 1888, pag. 761—765.

direct der Beweis führen, ob sie echte Stöcke oder nur Narbenstöcke sind. Bei dem gänzlichen Mangel an vulcanischen Gesteinen, die in directer Beziehung zu den Klausener Tiefengesteinen stehen, ist das letztere aber sehr unwahrscheinlich. Ihre Intrusion fällt vermuthlich in das Ende der Kreidezeit oder in das Tertiär.

IV. Predazzo und Monzoni.

Es ist unmöglich und auch vollständig unnöthig, im Rahmen dieser Arbeit die ungemein reichhaltige Literatur dieser classischen Gebiete auch nur auszugsweise wiedergeben zu wollen. Ich beschränke mich darauf, die für unseren speciellen Zweck wichtigsten Angaben zusammenzustellen, zu sichten und von dem in dieser Arbeit massgebenden Gesichtspunkte aus zu beleuchten.

Fast alle Forscher, die die Eruptivgebiete des Fassa- und Fleimser Thales besuchten und ihre Eindrücke und Beobachtungen publicirten, kamen zu dem Resultat, dass die körnigen Eruptivgesteine nichts anderes als die in dem „Vulcanschlot“ [1]) unterirdisch erstarrten Aequivalente der Wengener Laven seien. Im Sinne von Suess würden sie also echte Vulcannarben bilden. Auch Brögger nimmt in seiner im vorigen Jahre erschienenen wichtigen Abhandlung einen ähnlichen Standpunkt wenigstens hinsichtlich der Monzonite und Pyroxenite ein, wenn er auch hinsichtlich des Granites zu einer abweichenden Auffassung gelangt.

Die körnigen Eruptivgesteine des Fassa- und Fleimser Thales haben mannigfache, zum Theil in verschiedenem Sinne gebrauchte Namen erhalten; und auch jetzt ist eine vollständige Einigung über die Anwendung und Ausdehnung der Namen, sowie über die in der Natur vorhandenen Verhältnisse noch nicht erzielt. Ich will im Folgenden mit Brögger zwischen Granit (Predazzo), Monzoniten (Predazzo und Monzoni) und Pyroxeniten unterscheiden und dabei unter Monzonit körnige Orthoklas-Plagioklas-Gesteine, die zwischen Syeniten und Dioriten schwanken, verstehen.

Ueber das Altersverhältnis dieser drei Gebilde und insbesondere des Granites gegenüber den Monzoniten, sowie all dieser körnigen

[1]) Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, pag. 206—208. E. v. Mojsisovics, Dolomitriffe, pag. 387.

Gesteine zu den porphyrischen und aphanitischen Gang- und Erguss-Gesteinen herrschten sehr verschiedene Meinungen vor. Doch wurde der Granit fast immer für das älteste Eruptivgestein von Predazzo gehalten. Dabei wurde eine ältere, aber das Gegentheil vollständig beweisende Beobachtung von B. Studer ganz vernachlässigt. Studer sagt nämlich[1]): „Die wundervollen rothen Granite bei Predazzo, die am Monte Mulatto gangartig in das höhere schwarze Trappgestein aufsteigen"; und an einer anderen Stelle[2]) desselben Werkes heisst es: „In dem Graben oberhalb Canzocoli und an den Abstürzen des Monte Mulatto ist das gangartige Aufsteigen des rothen, auf seinen Ablösungen oft mit schwarzem Turmalin bedeckten Granites in die höheren schwarzen Massen bis in die zartesten Adern und Trümmchen zu verfolgen."[3]) Erst 1894 machte F. Becke[4]) von Neuem auf Thatsachen aufmerksam, die gleichfalls für das jüngere Alter des Granites im Verhältnis zu den schwarzen „Melaphyr-Gesteinen" sprechen. Ich citire seine Angabe wörtlich: „Während das Scheelitvorkommen im Granit den Eindruck macht, als gehörte dasselbe zum Gestein hinzu und wäre durch eine spätere „pneumatolytische Phase" in der Erstarrungsgeschichte des Turmalingranites selbst erzeugt, so steht das Mineralvorkommen auf Klüften des Diabasporphyrites oder Melaphyres dem Gestein selbst als etwas Selbstständiges, als eine spätere Kluftausfüllung gegenüber." Daraus wird dann sehr zutreffend gefolgert, dass, „wenn es erlaubt wäre, diese durch Scheelit und Turmalin charakterisirten Mineralgesellschaften als gleichzeitige Bildungen anzusprechen", der Melaphyr älter als der Granit sein muss. Diese Beobachtungen Studer's und Becke's sind dann von Brögger[5]) und Ussing voll und ganz bestätigt und erweitert worden. Brögger theilt mit, dass am Monte Mulatto der Granit ganz im Gegensatz zu Reyer's Schilderung im Contact mit dem Monzonit eine feinkörnige Grenzfacies entwickelt, Apophysen

---

[1]) Geologie der Schweiz, 1851, Bd. I, pag. 136.

[2]) L. c. pag. 472.

[3]) Man vergleiche auch die ausführliche Beschreibung der von Brögger (l. c. pag. 92) citirten Stelle, die schon aus dem Jahre 1829 stammt.

[4]) Tschermak's Mittheil., Bd. XIV, pag. 278. Auf die Bedeutung dieser kurzen Notiz wies ich in einer Recension hin. (Giorn. di Mineralogia, 1894, pag. 317.)

[5]) W. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. Videnskabsselskabets Skrifter, 1895, Nr. 7, Kristiania 1895.

in den Monzonit entsendet und seine Bänke schräg abschneidet, was das jüngere Alter des Granites auch dem Monzonit gegenüber sicher feststellt. Ferner beweist Brögger, dass die Gänge von dunklen Eruptivgesteinen, die den Granit durchsetzen, nicht gleichalterig mit den dunklen „deckenförmigen Melaphyren" des Mulatto, sondern jünger als diese und auch petrographisch scharf von ihnen geschieden sind. Ihr Vorhandensein im Granit ist also kein Beweis für grösseres Alter des Granites im Verhältnis zu den „Melaphyren". Ausserdem beobachteten Brögger und Ussing Blöcke von Plagioklasporphyriten, die mit dem Mulat-„Melaphyr" vollständig übereinstimmen und von Gängen eines aplitischen Granites durchsetzt und contactmetamorphosirt sind. Brögger folgert daraus mit Recht, „dass die grosse Hauptmasse der basischen Eruptionen der triadischen Augitporphyrite, Plagioklasporphyrite und Melaphyre in der Umgebung des Fassathales und angrenzenden Theilen Südtirols älter als die Eruption des Granites von Predazzo sein muss".[1]) Jünger als der Granit sind nur „eine Anzahl eigenthümlicher Ganggesteine, Camptonite und verwandte in der Regel ultrabasische Gesteine", die möglicherweise einen Theil der obersten Decken des Mulattogipfels bilden könnten (pag. 94). Gleichfalls jünger sind die Liebeneritporphyre, welche die allerjüngsten Eruptionen repräsentiren sollen. Hinsichtlich der Camptonite heisst es dann aber auf pag. 100, dass es „sehr wohl möglich, ja vielleicht sogar wahrscheinlich" ist, dass es im Avisiothale auch „ältere, prägranitische camptonitische Gänge" gäbe.

Sehr überzeugend wird nachgewiesen, dass die Pyroxenite nichts anderes als Grenzfaciesbildungen der Monzonite sind. Da nun die Pyroxenite beim Vergleiche zuverlässiger Analysen eine sehr wenig von der chemischen Beschaffenheit der gang- und deckenförmigen Melaphyre abweichende Zusammensetzung ergeben haben, so wird angenommen, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen ihnen besteht, mit anderen Worten, „dass die prägranitischen Ergussgesteine des Mulatto-Gipfels aus monzonitischem Magma stammen. Sie sind die rasch erstarrten superfusiven Aequivalente des in der Tiefe zu Monzonit auskrystallisirten Magmas". Dabei wird freilich erstens zugestanden (pag. 103), dass eine derartige Uebereinstimmung noch kein Beweis, sondern höchstens eine Stütze für die Hypothese

[1]) L. c. pag. 94.

ist, zweitens wird zugegeben, dass der grösste Theil der basischen Triaslaven älter ist als die „zugänglichen bekannten Monzonitstöcke", und dass nur ein Theil mit diesen „wahrscheinlich" gleichalterig sei (pag. 106). An derselben Stelle werden aber auch Beobachtungen von Miss Ogilvie und A. Rothpletz citirt, nach denen erstens ein Theil der in den Wengener Schichten auftretenden dunklen Eruptivgesteine nicht Lager, sondern Intrusivgänge sind und nach denen zweitens auch in den Cassianer Schichten und im Schlerndolomit basische Gänge auftreten, von denen es allerdings nicht feststeht, ob sie camptonischer Natur sind oder nicht. „Wenn es nun richtig wäre, dass die Tiefengesteine am Monzoni und bei Predazzo thatsächlich jünger als die Hauptmasse der basischen Südtiroler Laven sind, wofür nach meiner Ansicht alle Wahrscheinlichkeit spricht, dann lässt sich nicht mehr, wie früher gewöhnlich, behaupten, dass die Eruptionen der Monzonite und Granite bei Predazzo (und am Monzoni) der Zeit der Wengener Schichten angehören. Sie können, wie Miss Ogilvie bemerkt hat, jünger und sogar viel jünger sein. Doch ist es wohl mit Rücksicht auf die nahe petrographische Verwandtschaft der Eruptivgesteine des Eruptivgebietes wahrscheinlich, dass sie noch von triadischem Alter sind. Es wäre dann wohl zunächst daran zu denken, dass das Aufpressen der Magmen der Tiefengesteine bei Predazzo und Monzoni, wie Miss Ogilvie auch angedeutet hat, auf den früheren Theil der Raibler Zeit zu beziehen wäre. Die postgranitischen basischen Gang- (und Erguss-?) Gesteine, welche z. B. am Mulatto und wahrscheinlich auch sonst in den Umgebungen der Fleimser und Fassa-Thäler auftreten, sind dann wohl auch kaum viel jünger."

Nach diesen Ausführungen Brögger's würden also die Granite sicher jünger als die Monzonite und deckenförmigen Plagioklasporphyrite, beziehungsweise „Melaphyre" des Mulatto und des ganzen Dolomitengebietes, die Monzonite gleichfalls jünger als die Hauptmasse der Triaslaven, aber dennoch eine Tiefenfacies ihrer obersten, jüngsten Decken sein. Diesen letzten Theil der Brögger'schen Schlussfolgerungen will ich im Folgenden einer Discussion unterziehen, während ich die anderen ohne Weiteres als richtig anerkenne. Der Grund, weswegen schon vor Brögger die meisten Autoren die lavenförmigen Ergüsse der Dolomiten und die Tiefengesteine von Predazzo und dem Monzoni als genetisch eng mit einander ver-

knüpft ansahen, war hauptsächlich die räumliche Nähe der Bildung, die damals noch fehlende Kenntnis der weiten Verbreitung unterirdisch ohne Zusammenhang mit echten Vulcanen erstarrter plutonischer Massen und das bis vor gar nicht langer Zeit noch immer für etwas sehr Abnormes gehaltene junge Alter vieler körnigen Gesteine. Aus ähnlichen Gründen wurden die Brixen-Meraner tonalitischen Gesteine zusammen mit den Graniten der Cima d'Asta, den Tonäliten des Adamello und den Dioriten von Klausen für das Tiefenäquivalent der permischen Quarzporphyre gehalten, während wir heute wissen, dass die Quarzporphyre in viel älterer Zeit als die granitischen Gesteine und gänzlich unabhängig von diesen erumpirten. Die räumliche Nähe kann ich daher nicht als einen Beweisgrund für den vermutheten genetischen Zusammenhang ansehen. Die chemische Aehnlichkeit ist gleichfalls, wie auch Brögger durchaus objectiv und richtig hervorhebt, kein absoluter Beweis für Zusammenhang, um so mehr, als ja die chemische Aehnlichkeit auch zwischen den Monzoniten und den selbst nach Brögger sicher älteren Hauptmassen der deckenartigen Gebilde besteht. Ferner würde es gleichfalls wahrscheinlich nicht schwer fallen chemische Aehnlichkeiten zwischen den permischen Quarzporphyren und den sicher jüngeren Graniten von Predazzo und der Cima d'Asta nachzuweisen. Und auch in diesem Falle hätte die Hypothese vom Zusammenhang der porphyrischen effusiven und der körnigen abyssischen Gesteine eine Stütze in der räumlichen Nähe dieser Gebilde und könnte, wenn wir nicht durch glückliche anderweitige Umstände in der Lage wären, ihre Haltlosigkeit nachzuweisen, schwerlich ohne Weiteres von der Hand gewiesen werden. Endlich aber ist zu bemerken, dass nach der von Rosenbusch, Brögger und Anderen mit Recht vertretenen und in der That sehr wahrscheinlichen Theorie von der chemischen Differenzirung und Spaltung der Magmen in ihren unterirdischen Reservoirs und bei der Ortsveränderung zum Zwecke der Intrusion oder Eruption, die chemische Aehnlichkeit ebenso wie innerhalb gewisser Grenzen chemische Verschiedenheit in unserem speciellen Falle kaum noch brauchbare Argumente bleiben. Denn es können ja ebenso gut chemisch verschiedene Gesteine aus demselben Magmabassin stammen wie chemisch identische. Die Gesetze aber, welche die zeitliche Folge der Eruption der Spaltungsproducte regeln, sind noch sehr wenig bekannt, beziehungsweise so unbestimmt, dass

Zirkel wohl Recht hat, wenn er für jede theoretisch supponirte Eruptionsfolge auch Beispiele in der Natur auffinden und umgekehrt jeder wirklich beobachteten Reihenfolge von Eruptionen die supponirten Gesetze anpassen zu können glaubt.

Ein Beweis für die Brögger'sche Anschauung würde für mich nur der geologisch geführte Nachweis des räumlichen Zusammenhanges zwischen den granitisch-körnigen stockförmigen und den deckenförmigen Gesteinen sein. Dieser aber setzt auch den Nachweis von petrographisch allmählich den Uebergang vermittelnden Typen voraus. Und es ist wohl zu bemerken, dass hier nicht nur der Nachweis von chemisch ähnlichen Typen, sondern auch der von structurell den Uebergang vermittelnden Typen nothwendig ist. Denn chemisch stehen ja unsere Monzonite auch der unbestritten älteren Hauptmasse der Laven des Dolomitengebietes gleich. Solche structurell den Uebergang innerhalb eines klaren geologischen Profiles vermittelnde Typen sind aber bisher nicht nachgewiesen worden. Ich will damit natürlich nicht sagen, dass nicht zwischen den zum Theil aphanitischen, zum grössten Theil aber nur eine aphanitische Grundmasse besitzenden Decken- und Ganggesteinen und den eugranitischen Gesteinen in dem ganzen Gebiet an irgend einer Stelle auch structurell den Uebergang vermittelnde Typen vorkämen. Ich behaupte nur, und das gestützt auf eigene Beobachtungen an Ort und Stelle, sowie auf Untersuchung von Schliffen und Gesteinssuiten, dass bisher kein klares geologisches Profil nachgewiesen worden ist, in welchem structurell den Uebergang vermittelnde Typen ihn auch geologisch vermittelten. Ich halte es daher für mindestens ebenso wahrscheinlich, ja für viel wahrscheinlicher, dass die Monzonitintrusion gar nichts mit der „Melaphyr"-Eruption zu thun hat, obwohl das Material beider aus einer gemeinsamen Macula stammen mag. Absolut aber muss ich es in Abrede stellen, dass ein Beweis dafür gegeben sei, dass die Monzonite im Avisiothale die Narben echter Vulcane bildeten, deren Oberflächenergüsse „Melaphyre" seien, wie das v. Mojsisovics, Reyer und Andere annehmen. Es ist viel wahrscheinlicher, dass sie unterirdisch erstarrte, mit der Oberfläche in gar keiner Verbindung stehende Stöcke waren, die erst spät von ihrer bedeckenden Hülle befreit wurden. Thatsächlich schwimmen in und auf den Eruptivmassen des Monzoni ausgedehnte

Triaskalkschollen, die nicht etwa aus der Tiefe emporgerissen sein können, da sie zum Theil bestimmt den allerhöchsten mit dem Eruptivgestein in Contact kommenden Niveaus angehören. Das ist ganz evident und wird auch von Brögger hervorgehoben (pag. 69): „Wenn man vom Circus des Monzonithales das Gebirge vor sich sieht, steht man vor der oberen Abkühlungsfläche der Eruptivmassen, deren Erstarrung hier gewiss unterhalb einer mächtigen Decke der triadischen Ablagerung stattfand. Schon die gewaltige Kalkscholle südöstlich von Palle Rabiose inmitten des Monzonitgebietes bezeugt die frühere Bedeckung der Eruptivmassen mit Triaskalk." Es ist also unbegründet, wenn man bei Predazzo und am Monzoni von „Kraterrändern des Walles" spricht, gleichgiltig, ob man sich dabei die „Vulcane" als submarin oder subaërisch vorstellt. Ich habe dieser Ueberzeugung schon vor dem Erscheinen der Brögger'schen Arbeit Ausdruck gegeben[1]) und sagte bei der Besprechung der Herkunft der Wengener Laven nördlich des Marmolatagebirges: „Der eigentliche Eruptivherd dieser mächtigen Lavensysteme ist nicht bekannt. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass er, wie schon v. Richthofen vermuthete, in dem heutigen Bufauregebirge enthalten ist. Dass die granitischkörnigen Gesteine des Predazzoër und Monzonistockes als denudirte Kerne von wirklichen Vulcanen aufzufassen wären, ist bisher nicht überzeugend nachgewiesen worden. ..... Ich kann nach meinen in den Jahren 1887 und 1892 angestellten Beobachtungen jene plutonischen Gesteine nur für subterrestrisch in unregelmässigen, von älteren Sedimenten umgebenen Hohlräumen erstarrte Stöcke halten. Diese mögen vielleicht später von neu auftretenden Spalten durchbrochen worden sein, in welchen basische Magmen bis zur Oberfläche empordrangen. Deswegen hat man aber noch kein Recht jene Stöcke als „Vulcan" zu bezeichnen."

Es handelt sich nun darum, das Alter der granitischkörnigen Gesteine des Avisiothales festzustellen. Wenn wie vorher zu zeigen versucht wurde, bisher noch kein Beweis dafür gegeben ist, dass die Monzonite die unterirdisch erstarrte Narbe der Vulcane bilden, aus denen die obersten Melaphyr- und Porphyritlaven der Dolomiten hervorgingen, so ist es, wie schon Miss Ogilvie und Brögger hervorheben, sehr zweifelhaft, ob sie wirklich in der Wengener Zeit

[1]) Palaeontographica, Bd. XLII, pag. 20. Im Separatabdruck 1894 erschienen.

intrudirten oder später; und ich möchte hinzufügen, dass meiner Meinung nach gar kein Grund vorliegt, die Intrusion gerade in die Raibler Zeit und nicht ebenso gut in sehr viel spätere Epochen zu versetzen. Das einzige Argument, das man gegen diese Behauptung vorbringen kann, ist die Durchsetzung des Granites und Monzonites durch die schon angeführten camptonitischen Ganggesteine, von denen Brögger (pag. 94) auf Grund einiger Beobachtungen von Kjerulf und Doelter vermuthet, dass sie die obersten Decken des Mulattogipfels zusammensetzen könnten. Nun sahen wir aber bereits, dass Brögger selbst an einer anderen Stelle es für wahrscheinlich hält, dass auch prägranitische Camptonite im Avisiothale existiren. Es würde also auch im Falle, dass man camptonitische Decken auf dem Mulat nachweisen sollte, erst noch zu zeigen sein, ob diese Deckgesteine von prä- oder postgranitischen Camptoniten herrühren und nur im letzteren Falle würde man einen Beweis für die Altersfrage, und zwar für obertriadisches Alter erhalten. In jedem anderen Falle aber würde nur die chemische Aehnlichkeit der Monzonite mit den „Melaphyren" als ein, wie mir dünkt, höchst unsicheres und zweifelhaftes Argument für das triadische Alter des Monzonites und Granites angeführt werden können. Es fehlen nun aber sowohl für Predazzo wie für den Monzoni alle Mittel, um sei es auf stratigraphischem, sei es auf tektonischem Wege das Alter der körnigen Eruptivgesteine näher zu bestimmen, wobei ich es natürlich als selbstverständlich und bekannt ansehe, dass die Contactmetamorphose der Kalksteine mit Halobia Lommeli und das Vorkommen von Geschieben im Diluvium als Maximal- und Minimalaltersgrenzen die obere Trias und das jüngste Tertiär ergeben. Wie viel jünger die Granite und Monzonite des Avisiothales als die obere Trias, beziehungsweise wie viel älter sie als das jüngste Tertiär sein mögen, das steht nicht fest; und ich bemerke ausdrücklich, dass wir bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse durchaus nicht sagen können, ob sie eher als obertriadisch oder als jurassisch, cretaceisch oder tertiär zu bezeichnen sind. Auch unsere Kenntnisse von der Beschaffenheit der unterirdischen Magmareservoirs, ihrer Dauer und dem Mechanismus der Eruptionen und Intrusionen sind nicht gross genug, um behaupten zu können, dass, weil zur Zeit der oberen Trias im Avisiothal aus dem periadriatischen Magmabassin den Monzoniten chemisch nahestehende Melaphyre ausbrachen,

das Aufdringen der Monzonite sehr bald hinterher hätte stattfinden müssen. Ich kann mir sehr wohl vorstellen, dass ein einziges, in einem grossen Reservoir enthaltenes Muttermagma, wie ich hiefür sagen möchte, in der Zeit der oberen Trias Melaphyre, Plagioklas- und Augitporphyrite, dann aber erst nach langer Zeitunterbrechung, sei es im Jura oder in der Kreide oder gar erst im Tertiär Monzonite und Granite geliefert habe. Die Dimensionen des auch von Brögger vorausgesetzten periadriatischen Magmabassins sind gross genug, um diese Vorstellung als berechtigt erscheinen zu lassen, umsomehr, als wir ja leider noch keine Kenntnisse über die wirkliche Beschaffenheit der Magmabassins, über ihre Ausdehnung und eventuelle Verbindung mit einem vielleicht flüssigen Erdinnern besitzen.

Zusammenfassung der wichtigsten Resultate über die periadriatischen granitisch-körnigen Massen.

Wir haben nun alle wichtigeren periadriatischen Granitmassen besprochen und gesehen, dass, wenn wir von den unbedeutenden gangförmigen Vorkommnissen absehen, ein grosser Theil von ihnen, wahrscheinlich aber alle zu den echten Stöcken, den echten Lakkolithen oder zu Uebergangsformen zwischen beiden gehören. Es ist eigentlich nur für Predazzo, den Monzoni und Klausen nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass die Intrusion bis an die Erdoberfläche reichte und so zur Eruption wurde. In diesem Falle würden wir es in allen drei Gebieten mit Narbenstöcken zu thun haben. Aufschmelzungsmassen, also Batholithen im neueren Suess'schen Sinne, sind nicht vorhanden.

Nach der ausführlichen Begründung, die im Laufe dieser Arbeit gegeben wurde, halte ich es für nothwendig, allen Gliedern des Randbogens wenigstens ungefähr gleiches Alter zuzuschreiben; und da die Tonalitporphyrite von Prävali den oberen Jura durchbrechen, als Maximalaltersgrenze eben den oberen Jura anzunehmen. Sollte man aber selbst nicht zugeben wollen, dass die Tonalitporphyrite von Prävali ein Glied unseres Randbogens bilden, so müsste man zwar die Maximalaltersgrenze bis in die obere Trias zurückverlegen, könnte es aber deswegen noch keineswegs wahrscheinlicher machen, dass unsere Massen in der Zeit der oberen Trias und

nicht in jüngeren geologischen Epochen emporgedrungen seien. Die Minimalaltersgrenze der Randbogenmassen ist erst durch das Vorkommen von Geröllen und Geschieben von ihnen in den diluvialen Ablagerungen gegeben.

Für die im Innern des periadriatischen Senkungsgebietes gelegenen Massen lässt es sich nicht mit Sicherheit feststellen, dass sie alle wirklich das gleiche Alter haben. Denn ihre räumliche Anordnung ist zu unregelmässig, als dass man daraus eine sichere Beziehung der verschiedenen Massen zu einander nachweisen könnte. Nur für den Monzoni- und den Predazzoër Stock scheint mir durch v. Mojsisovics' Untersuchungen die Syngenese sichergestellt. Sie sind beide, wie wir sahen, frühestens in der Zeit der oberen Trias entstanden, könnten aber ebenso gut auch im jungen Mesozoicum oder selbst im Tertiär intrudirt sein. Für den Klausener Kern habe ich es wahrscheinlich zu machen gesucht, dass er am Ende der Kreidezeit oder im Tertiär emporgedrungen ist. Für die Massen der Cima d'Asta und des Tesoboberges ist es sehr unwahrscheinlich, dass sie in vortriadischer Zeit ihre mise en place erhalten hätten. Auf der anderen Seite ist es durch das Auftreten der krystallinen Gerölle im vicentinischen Mitteleocän ziemlich sicher gestellt, dass auch sie schon vor dem Mitteleocän existirten. Innerhalb dieser beiden weit von einander entfernten Altersgrenzen können wir direct ihre Intrusionsepoche nicht bestimmen.

Wenn wir aber alle diese innerhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegenen granitischen Kerne zusammen mit den Randbogenmassen von einem weiteren Gesichtspunkte aus betrachten, dann wird es doch sehr wahrscheinlich, dass sie alle zusammen durch eine einzige Ursache gleichzeitig entstanden sind, nämlich durch eine intensive Senkung des grossen Bruchfeldes, in oder an dem sie gelegen sind. Der Druck der in das unterirdische Magmabassin einsinkenden gewaltigen Scholle presste Theile der glutflüssigen Masse in den Richtungen des geringsten Druckwiderstandes empor und erzeugte so in stärker gestörten Regionen Stöcke, in regelmässiger gebauten Gegenden Lakkolithen oder Uebergangsglieder zwischen Lakkolithen und Stöcken. Die meisten dieser Kerne sind durch Erosion entblösst; stellenweise aber sind uns nur die in's Hangende ausstrahlenden, gern porphyrisch erstarrten Scheitelgänge der unterirdisch verborgenen Massen bekannt. Es ist zwar nicht wahrschein-

lich, aber doch nicht ganz auszuschliessen, dass einzelne der Intrusivmassen ihre Decke zersprengten, beziehungsweise bereits Spalten in ihr vorfanden und an die Oberfläche gelangt echte Vulcane bildeten. Es ist anzunehmen, dass unsere durch den Druck des einbrechenden Senkungsfeldes in die Höhe gepressten Magmenmassen die über ihnen liegenden Sedimente, wo der erlangte Druck stark genug war, in die Höhe hoben, so wie das auch von den amerikanischen Lakkolithen vorausgesetzt wird.[1]) Selbstverständlich unterscheidet sich aber dieser aufwärtswirkende und hebende Druck sehr wesentlich von der mystischen, hebenden, vulcanischen Kraft, die man in vergangenen Zeiten den glutflüssigen Magmen zuschrieb.

Gibt man nun zu, dass all die beschriebenen granitischen Massen eine einzige syngenetische Gruppe bilden, so ist man berechtigt, allen die jüngste Maximal- und die älteste Minimalaltersgrenze zuzuschreiben, die wir für irgend eine der Massen nachgewiesen haben. In diesem Falle erhalten wir nach dem, was über den Klausener und den Asta-Kern gesagt wurde, als Altersgrenzen das Ende der Kreide- und den Anfang der Mitteleocänzeit. Und ich glaube in der That, dass in der Zeit des ältesten Eocän jene Reihe mächtiger Bewegungen begann, die schliesslich zu der letzten grossen Alpenfaltung führte, und dass eine dieser Bewegungen eine stärkere Einsenkung des freilich schon vorher angelegten periadriatischen Bruchfeldes gewesen ist. Wir erhalten so ein zwar keineswegs absolut sicheres, aber immerhin doch recht wahrscheinliches und mit unseren übrigen Anschauungen über die Entstehung der Alpen im besten Einklang stehendes Resultat.[2])

Freilich wiederhole ich, dass es ja nicht ganz auszuschliessen ist, dass der Klausener Kern vielleicht doch ein anderes Alter als die übrigen periadriatischen Kerne hätte, und in diesem Falle müssen wir die Maximal-Altersgrenze, gestützt auf die Teller'schen Beobachtungen über das Alter der Prävaligänge, bis in die Zeit des oberen

[1]) Das in dem Abschnitt über den Adamello besprochene Anschmiegen der Sedimente an die Contactflächen spricht dafür.

[2]) Ich muss gestehen, dass mich die schönen und ausserordentlich wichtigen Untersuchungen von Frech doch nicht davon überzeugt haben, dass das periadriatische Gebiet in dem hier angenommenen Umfange nicht als ein Senkungsfeld im Verhältnis zum umgebenden Gebirge aufzufassen ist.

Jura zurückverlegen. Wer auch diese nicht als beweisend ansieht, muss sogar bis zur oberen Trias zurückgehen. Ueber diese kommen wir aber in keinem Falle hinaus, weil die Zahl der Massen, die die obere Trias metamorphosirt haben und gangförmig durchsetzen, denn doch eine zu grosse ist. Aber selbst in diesem Falle wird gerade der den Schlussfolgerungen dieser Arbeit möglichst skeptisch gegenüberstehende Forscher noch immer keinen Grund haben, unsere granitischen Massen innerhalb der Altersgrenzen lieber für möglichst alt, also obertriadisch, als für möglichst jung, also alttertiär, anzusehen.

Anhang.

Ueber einige andere, ausserhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegene granitisch-körnige Massen.

Ich möchte diese Arbeit nicht abschliessen, ohne einiger anderen südalpinen granitisch-körnigen Massen gedacht zu haben, die theils dem behandelten Gebiete benachbart[1]) sind, theils aus anderen Gründen im Anschlusse an dieses besprochen zu werden verdienen.

I. Granit der Val Trompia.

In unmittelbarer Nachbarschaft der Adamellogruppe, nämlich in der nur wenig südlich davon gelegenen Val Trompia, tritt nach E. Suess[2]) gleichfalls eine kleine Granitmasse auf. In der Thalsohle von Navazze ist sie in grösserer Ausdehnung aufgeschlossen. In der Grube Arnaldo wurde sie unterirdisch angefahren; und wahrscheinlich ist ein 6 Fuss mächtiger Granitgang, der in der Nähe des Stollens der Grube Dorgola im Phyllit zu Tage tritt, nichts anderes als eine Apophyse dieser Granitmasse. Aber auch, wenn das als nicht hinreichend bewiesen angesehen werden sollte, so wissen wir doch mit Sicherheit, dass die Oberfläche des Granites unregelmässig hügelig ist und zum Theil mit Casannaschiefern (Phylliten), zum Theil mit klastischen Verrucanogesteinen (Perm) in Contact ist. Wichtig ist die Beobachtung des Herrn Fornerod, „dass niemals eine

[1]) Die granitischen Gesteine der Val Trompia könnte man sogar noch sehr gut als „periadriatisch" bezeichnen.

[2]) Ueber das Rothliegende in Val Trompia. Akad. d. Wiss., Wien 1869, pag. 109.

Grenzkluft zwischen Schiefer und Granit vorhanden ist, sondern dass beide Gesteine an der Grenze miteinander verwachsen sind.[1]) Diese Beobachtung im Verein mit der unregelmässigen Oberfläche des Granites und dem Fehlen von Granitdetritus in den über- und anlagernden Sedimentgesteinen beweist die primäre Natur des Contactes. Wir haben es also auch hier mit einer unterirdisch erstarrten, wahrscheinlich stockförmigen, nicht lakkolithischen Intrusivmasse zu thun, die frühestens in der Permzeit emporgedrungen ist.

Das Eruptivgestein dürfte nach der bei Suess kurz wiedergegebenen Untersuchung Hochstetter's ein Orthoklas-Plagioklas-Gestein, also im Sinne von Brögger ein Adamellit sein.

Unter dem Gipfel des nördlich der Val Trompia gelegenen Monte Colombine bildet nach E. Suess ein Gneiss in den obersten Schichten des Casannaschiefers (Phyllites) eine weithin verfolgbare Lage. Ich hatte Gelegenheit, diese an Ort und Stelle wenigstens flüchtig zu untersuchen und sammelte in der Nähe der Malga di Mezzo vollständig granitartige, höchstens schwache Spuren von Parallelstructur aufweisende Handstücke. Mikroskopisch ergaben sie sich zusammengesetzt aus röthlichbraunem Biotit, Quarz, trübem, gequetschtem Plagioklas, etwas Titanit, viel Zoisit (*c* meist Richtung der grösseren, seltener der kleineren Elasticität) und optisch positivem Chlorit ($c = c$) von sehr schwacher Doppelbrechung und äusserst schwachem Pleochroismus, der zwischen zwei verschieden hellen Hellgrün schwankt. Nach diesem Befunde ist das Gestein wahrscheinlich ein gequetschter Quarzglimmerdiorit; und es ist demnach zu untersuchen, ob es sich hier nicht vielleicht um ein Intrusivlager handelt.[2])

II. Veltliner und Engadiner Kerne.

Gehen wir von der Nordwestgrenze der Adamellogruppe über die vom Addathal trennende Schieferkette hinweg, so gelangen wir in ein neues an granitischen Kernmassen reiches, aber bereits ausserhalb des Bereiches der periadriatischen Senkung gelegenes Gebiet hinein, das Veltliner. Und dieses ist mit den Kernmassen des weiter nördlich gelegenen Engadins so untrennbar verbunden, dass die

[1]) Vergl. Suess, l. c.

[2]) Man vergl. hierüber auch Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss., Berlin 1896, pag. 1035.

Frage nach dem Ursprunge der granitischen Gesteine des einen in unlösbarem Zusammenhange mit der Lösung derselben Frage für das andere Gebiet steht. Obwohl ich eine Reihe dieser Massen wenigstens flüchtig aus eigener Anschauung kennen gelernt habe, so reichen doch meine Beobachtungen meist nicht zu definitiven Schlüssen aus und so will ich mich auf wenige fragmentarische Andeutungen beschränken. Die östlichste Masse, die ich in den Bereich dieser Erörterungen ziehen will, ist die von

Leprese—Sondalo.

Aus der älteren Literatur und insbesondere aus Theobald's ausgezeichneter Beschreibung[1]) geht soviel hervor, dass in diesem District neben granitischen und dioritischen Gesteinen auch echte Diallaggesteine, und zwar Gabbros vorkommen, dass in den geschichteten Grenzbildungen Gänge dieser massigen Felsarten auftreten und, dass diese letzteren an vielen Stellen noch von geschichteten Gesteinen bedeckt werden. Der Gabbro soll nach Theobald Gänge und Stöcke auch in den übrigen massigen Gesteinen bilden und sich somit als das jüngste Glied der Eruptivserie erweisen. Hält man damit zusammen das Auftreten der von Stache[2]) unter dem Namen „Sondalit" beschriebenen Cordieritgesteine in der Nähe der Eruptivmassen, so wird man wohl nicht daran zweifeln können, dass die massigen Gesteine von Leprese und Umgegend intrusive, unterirdisch erstarrte Tiefengesteine sind und die benachbarten krystallinen Schiefer contactmetamorphisch beeinflusst haben. Doch möchte ich bei dieser Gelegenheit bemerken, dass das Gestein zweier Dünnschliffe eines „Sondalits", die mir mein Freund, Dr. Conte Gilberto Melzi, zeigte, sich von den Cordieritgesteinen der Adamellogruppe sehr wesentlich durch das Vorhandensein eines rhombischen Pyroxenes unterscheidet. — Ich verweise auch hier noch einmal auf die schon bei der Besprechung der Klausener Masse erwähnte Thatsache, dass G. Linck[3]) aus der Gegend von Leprese eigenthümliche, aus Her-

[1]) Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. III. Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin. Chur 1866, pag. 323 und folgende.

[2]) G. Stache und C. John, Geol. und petrogr. Beiträge zur Kenntnis der älteren Eruptiv- und Massengesteine der Mittel- und Ostalpen. Nr. 1. Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1877, pag. 194.

[3]) Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss, Berlin 1893, pag. 47—53. Ueber Hercynit aus dem Veltlin.

cynit, Plagioklas, Sillimanit, Biotit, Magnetkies und Korund bestehende, im Gabbro auftretende Massen beschrieben hat, die ich für metamorphe Schiefereinschlüsse zu halten geneigt bin.

Brusio—Val Fontana.

Gehen wir im Addathal von Sondalo bis nach Tirano hinunter und steigen dann längst des Poschiavinobaches in die Höhe, so treffen wir eine neue Kernmasse an, die in der Literatur unter dem Namen „Granit von Brusio" bekannt ist. Theobald[1]) beschreibt sie ziemlich ausführlich, hebt hervor, dass der Granit an der Grenze meist unter den Schiefern verschwindet und gegen Norden in eine Art „Granitgneiss" übergeht. Ich selbst beobachtete in diesem Sommer auf der Südseite der Masse, von Campo Cologno ausgehend, dass das granitische Gestein in eine sehr feinschiefrige Felsart übergeht, die mir, soweit man das ohne mikroskopische Untersuchung feststellen kann, eine dynamometamorphe Modification des Granites zu sein scheint. Ausserdem beobachtete ich geradezu zahllose Muscovitpegmatitgänge von sehr wechselnder Korngrösse in den Schiefern, kann mich aber, ohne das Resultat der erst im nächsten Winter ausführbaren mikroskopischen Untersuchung abzuwarten, noch nicht über die Frage aussprechen, ob Contactmetamorphose vorliegt oder nicht. Unmittelbar oberhalb der Brücke von Campo Cologno sah ich auf dem rechten Ufer im Flussbett einen grossen, in der nachstehenden Skizze abgebildeten Block, der, nach seiner ganzen Beschaffenheit zu urtheilen, aus der Nähe stammen muss und einen deutlichen Beweis für die eruptive Natur des Granites liefert.

Theobald nimmt an, dass der Granit von Brusio unterirdisch mit der weiter westlich gelegenen Granit-Syenit-Masse der Val Fontana (l. c. pag. 283 und 292) nördlich von Chiuro zusammenhängt. Er weist nach, dass diese letztere Gänge in die umgebenden Schiefer entsendet. Man wird nach alledem nicht an der eruptiven Natur dieser massigen Gesteine zweifeln können. Die Thatsache aber, dass der Granit von Brusio seitlich von den Schiefern überlagert wird, deutet auch hier auf die besondere Entstehungsart aller dieser Massen als unterirdisch erstarrte Intrusivgebilde.

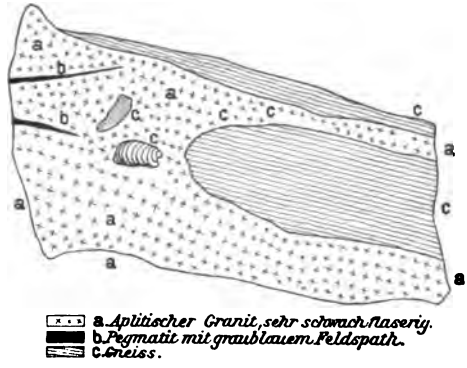
---

[1]) L. c. pag. 287 und folgende, sowie 296—297.

Pizzo di Campo.

Etwas reichlichere Beobachtungen stehen mir für die Kernmasse des Pizzo di Campo nördlich von der Val di Campo-Val Viola-Linie zur Verfügung. Theobald (l. c. 307) gibt an, dass die Hauptmasse des Kernes von einem zwischen Syenit und Diorit schwankenden, übrigens schon von G. vom Rath[1]) beschriebenen Gestein gebildet werde und hebt hervor, dass er auch Gänge von „Granit" in den Schiefern beobachtete. Doch steht es nicht fest, ob sich diese Angabe wirklich auf Bildungen vom Typus der die Kernmasse zusammensetzenden Gesteine oder nur auf Pegmatitgänge bezieht. Denn mir selbst fiel schon im Jahre 1886 bei einer eiligen Durchwanderung

Fig. 9.



Ansicht. Grosser Block am rechten Flussufer gleich oberhalb der Brücke von Campo Cologno.

der beiden Thäler die Häufigkeit von Turmalinpegmatiten auf. Wie das aber auch sei, so wird die eruptive Natur der granitischen Gesteine des Pizzo di Campo durch die im Folgenden aufgeführten Beobachtungen meines Freundes Dr. Karl Riva, der auf meine Veranlassung eine genaue, wenn auch noch nicht abgeschlossene Untersuchung des interessanten Gebietes vornahm, zur Genüge festgestellt. Obwohl nämlich die das Eruptivgestein umgebenden schieferigen Gebilde grösstentheils feinkörnige Gneisse sind, gelang es Riva, in ihnen eine deutliche, obgleich wenig intensive und nur auf die nächste

[1]) Geognostische Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1857, pag. 211—273.

Umgebung beschränkte Contactmetamorphose nachzuweisen. Er erkannte diese weniger an einer besonderen Structur als an dem Vorhandensein von Andalusit und Sillimanit, Mineralien, die nach seinen Beobachtungen in einigermassen vom Contact entfernten Gesteinen vollständig fehlen. Auch Granat ist nach ihm in der Nähe des Contactes viel häufiger als in einiger Entfernung davon. Doch will er bei dem jetzigen Stande seiner Untersuchungen noch nicht mit Sicherheit behaupten, dass er wirklich als Contactmineral auftritt. In einigen Gesteinen in der Nähe des Passo di Val Viola beobachtete er Andalusitprismen von einer Länge von mehreren Centimetern. Auch Cordierit scheint in einigen Contactgesteinen aufzutreten; doch bedarf diese Beobachtung noch der Bestätigung.

Es steht also auch für die Kernmasse des Pizzo di Campo fest, dass es sich um ein eruptives Gebilde handelt; und bei seiner geringen räumlichen Entfernung von den schon besprochenen Veltliner Kernmassen wird man wohl annehmen können, dass auch der Campogranit eine plutonische, unterirdisch erstarrte Masse ist. Umgekehrt aber ist es wahrscheinlich, dass auch die Veltliner Kernmassen sich bei näherer Untersuchung von einem Gürtel von Contactgebilden umkleidet zeigen werden.

Pontresina.

Die letzte granitische Masse dieses Theiles der Alpen, die ich noch kurz besprechen will, obwohl sie bereits jenseits der Inn-Adda-Wasserscheide gelegen ist und somit nicht mehr zu den Veltliner, sondern zu den Engadiner Centralmassen gehört, ist die von Pontresina, die ich in den letzten beiden Sommern wenigstens flüchtig kennen gelernt habe. G. vom Rath (l. c. 1857) war der Meinung, dass die Granite und Syenite des Oberengadins und der Umgebung von Pontresina lediglich regellos körnige Structurmodificationen des Gneisses darstellen. Er gab an, dass an den Berninafällen oberhalb Pontresina in dem Gneiss Syenitfragmente vorkämen und führte als Beweis für seine Auffassung von der Natur der granitischen Gesteine den allmählichen Uebergang des „Gneisses" in die beiden Eruptivgesteine an. 1858 [1]) präcisirte er diesen Standpunkt noch mehr und

[1]) Nachträge zu den „Geognostischen Bemerkungen über das Berninagebirge in Graubünden". Ebenda, 1858, pag. 199.

sagte z. B. ausdrücklich: „Der Juliergranit ist ein Gneiss, welcher allerdings in seinem petrographischen Aussehen dem Granit recht ähnlich wird; er ist also keine eruptive, sondern eine metamorphische Bildung.“ Den Beweis dafür glaubte er auf dem Suvrettapasse zu finden, wo nach ihm das Juliergestein allmählich in „Talk- und Chloritgneisse“ übergeht, deren Schichtung mit der Schieferung des Granites in der Nähe des Ueberganges übereinstimmt. Theobald[1]) hielt dagegen diese Granite ebenso wie die übrigen des Cantons Graubünden und der benachbarten Gebiete für eruptiv, schrieb ihnen die Hebung der Bündener Alpen zu und erklärte sie, da der Jura in Graubünden mitgefaltet ist und da der Granit stellenweise den Juramassen auflagert, für postjurassisch.

Einen wesentlichen Fortschritt in unserer Kenntnis der Engadiner Granite verdanken wir Dalmer[2]), der den angeblichen Gneiss der Berninafälle als Granitit erkannte und in ihm Einschlüsse von Gneiss und Syenit fand. Er constatirte ferner, dass der Granit Apophysen in diese Einschlüsse entsendet und dass die Grenze des Granites gegen die Nebengesteine eine ganz unregelmässige, entschieden auf Eruptivcontact hinweisende ist. Auch an der eigentlichen Berninastrasse fand er im typischen Berninagranit Gneiss-Schollen als Einschlüsse. Die angeblichen Uebergänge von Granit in Gneiss wies er als durch Dynamometamorphose bedingt nach. Während er sich also insofern Theobald anschliesst, ist er in Bezug auf das Alter des Granites ganz abweichender Meinung, da nach ihm in dem Verrucanoconglomerat vom Piz Naiv (westlich von St. Moritz) Gerölle von Berninagranit und einem anderen Granit, der dem von St. Moritz-Bad sehr ähnelt, auftreten. Da kein Grund dazu vorliegt, an dieser Beobachtung zu zweifeln, so ist es sehr wahrscheinlich, dass die Engadiner Granite und vermuthlich auch die benachbarten Veltliner granitisch-körnigen Massen vorpermisch, beziehungsweise vorcarbonisch sind. In diesem Falle würde die Tonale-Verwerfung[3]) die Grenze zwischen den jungen granitischen Massen des periadriatischen Senkungsfeldes und den alten Kernen des Veltlin und Engadin bilden.

---

[1]) L. c. Lieferung II.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der Granitmassen des Oberengadins. Zeitschr. der Deutsch. geol. Gesellsch., 1886, pag. 139—149.

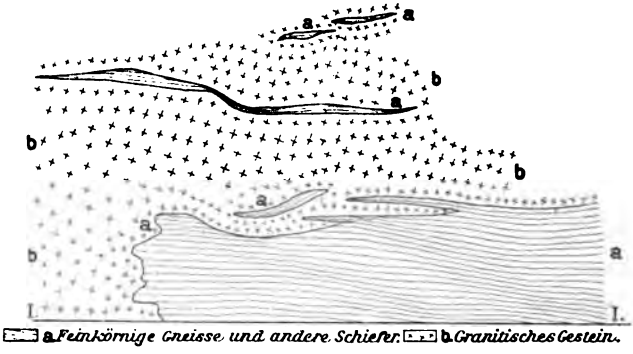
[3]) Tschermak's Mittheil., 1891, XII, pag. 412, und Sitz.-Ber. der Berl. Akad. d. Wiss., 1896, pag. 1036—1037.

Ich selbst habe Dalmer's vortrefflichen Auseinandersetzungen vorläufig nur wenig hinzuzufügen, da ich die mikroskopische Untersuchung meines Materiales noch nicht begonnen habe. Immerhin möchte ich schon jetzt hervorheben, dass kaum 20 Minuten von Pontresina an der Berninastrasse, und zwar auf der linken Seite beim Hinaufgehen eine grössere Anzahl von Schieferschollen in dem grobkörnigen granitischen Gestein eingebettet und auf den glazial abgeschliffenen Felsen vortrefflich entblösst sind.[1]) Die erste ist vollständig frei von makroskopisch erkennbaren Granitinjectionen. Ihre Grenze ist scharf. Das Streichen der Schiefer ist N 40—50 W, das Fallen nach Norden gerichtet, mässig stark. Die zweite Scholle ist 17 Schritte lang im Streichen aufgeschlossen und bedeckt normal zum Streichen auf dem schrägen Hange eine etwa 7 Schritte breite Fläche. Sie enthält Quarzadern mit etwas Feldspath und zeigt deutliche Wechsellagerung von quarzitischen und gneissigen Gesteinen. Das Streichen dieser Schiefer ist N 20 W bei ganz steilem östlichen Fallen. Granitinjectionen sind nicht wahrnehmbar. Die dritte Scholle ist kleiner, nur etwa 6 Schritte lang und an der breitesten Stelle 2 Meter hoch. Sie keilt sich auf der einen Seite rasch im Granit aus, wird aber auf der anderen Seite deutlich gegen das Streichen vom Granit abgeschnitten. Eine vierte und fünfte Scholle sind ausserordentlich schmal und der Masse nach viel unbedeutender als die ersten drei und die gleich zu beschreibende sechste. Auch sie haben ihre Hauptausdehnung im Sinne ihres Streichens und sind offenbar parallel zu einander in dem Eruptivgestein verflösst. Am interessantesten ist die sechste Scholle, die auf eine Erstreckung von über 60 Schritten aufgeschlossen und auch normal zum Streichen ziemlich mächtig ist. Sie ist ganz und gar von gern, aber nicht immer dem Streichen folgenden Grahitgängen durchsetzt und auch randlich, in der Nähe der vierten und fünften Scholle gewissermassen ausgefasert, so dass der Granit keilförmig zwischen die Gneiss-Schichten eindringt und an einer Stelle ein Schichtstück bereits abgelöst und verflösst hat. Wahrscheinlich sind auch die vierte und fünfte Scholle solche durch den Granit abgelöste Schichten. Ich gebe diese Verhältnisse in der beifolgenden Skizze wieder (Fig. 10). Das Streichen der Schichten in der sechsten Scholle wechselt ziemlich stark, und zwar von N 35 W bis N 80 W

[1]) Ich weiss nicht, ob dies die schon von Dalmer erwähnten Aufschlüsse sind oder nicht.

bei stets steilem östlichen oder nördlichen Fallen. Vorwiegend mass ich N 50—70 W. Bemerken möchte ich noch, dass die die Scholle durchsetzenden Granitapophysen sich mitunter gabeln, beziehungsweise vereinigen und dass diese Apophysen zwar zum Theil etwas glimmerärmer und insofern aplitischer sind, zum Theil aber ganz genau dem typischen Granit entsprechen. Ich hoffe bald mittheilen zu können, ob die mikroskopische Untersuchung dieser Schollengesteine Anzeichen einer Contactmetamorphose ergibt oder nicht.

Fig. 10.



Ansicht eines Aufschlusses an der Berninastrasse, 20 Minuten oberhalb Pontresina. I Niveau der Strasse. Länge des in der Zeichnung wiedergegebenen Theiles des Aufschlusses etwa 8 Schritt.

Diese Beobachtungen, die im besten Einklange mit Dalmer's Resultaten stehen, lassen ebenfalls keinen Zweifel an der eruptiven Natur des Pontresinaër Granites. Zum Schlusse möchte ich noch erwähnen, dass auch ich an der Berninastrasse zahlreiche Blöcke von gequetschtem und infolge dessen gneissig erscheinendem Granit sah.

III. Granitische Massen westlich der Adamellogruppe.

Val Sassina.

Oestlich vom Lago di Lecco, in der Val Sassina, treffen wir eine nicht unbeträchtliche, mehrfach in der Literatur besprochene granitische Kernmasse. Curioni erwähnt die Eruptivgesteine der Val Sassina ganz kurz in seiner „Geologia applicata delle provincie Lombarde". [1]) Er bezeichnet sie als „Syenit", gibt an, dass sie stellen-

[1]) Milano 1877, Bd. I, pag. 416.

weise in eine „roccia silicea“ übergeht und schwankt, ob er sie für eine „roccia emersoria“ oder für ein Sedimentärgestein halten soll. Gümbel[1]) untersuchte Stücke unseres Gesteines, die aus einem Steinbruch zwischen Bindo und Introbbio stammen, auch mikroskopisch und bezeichnete es als einen feinkörnigen, an braunem Glimmer reichen Granit. Er fand in ihm weder weissen Glimmer noch Hornblende, wohl aber ein Mineral, das wahrscheinlicher zum Augit als zur Hornblende zu rechnen sei. Feldspath und Glimmer waren aber in seinen Proben schon stark umgewandelt. Er ist unsicher, ob er die umgebenden krystallinen Schiefer als Glimmerschiefer oder als glimmerige Phyllite bezeichnen soll, hält es aber für sicher, dass sie „einer jüngeren Formation der archäolithischen Periode“ angehören. Varisco[2]) erwähnt einen Hornblendegranit aus der Valtorta, hält ihn für ein geschichtetes Gestein, beschreibt seine Verbreitung und erklärt ihn zusammen mit den Gneissen und Glimmerschiefern für „protozoisch oder azoisch“. Im Jahre 1882 veröffentlichte mein Freund, Herr Professor Annibale Tommasi, eine interessante Abhandlung, betitelt: „Il Trias inferiore delle nostre Alpi coi suoi giacimenti metalliferi. — Il Pizzo dei Tre Signori.“ (Milano bei Vallardi.) Im Texte werden zahlreiche Angaben über die Verbreitung der granitischen Gesteine gegeben. Auf der Karte sind sie als Syenite und Granite zusammen mit Amphiboliten, Quarziten und Gneissen durch eine Farbe dargestellt und bilden im Verein mit diesen eine unregelmässig ellipsoidische Masse, die vom Grunde der Val Sassina oberhalb Introbbio im Westen bis ungefähr nach Rava in Valtorta im Osten reicht. Tommasi bezeichnet den gesammten Complex als azoisch und spricht sich nicht weiter über seine Bildung aus. — E. W. Benecke[3]) beschreibt ganz kurz die krystallinen Schiefer der Valsassina und gibt einige mikroskopische Bestimmungen von Cohen. Er theilt mit, dass die granitischen Gesteine im Grunde der Valsassina von Devecchi bis nach Cortabbio reichen. Die Eruptivgesteine bezeichnet Cohen als 1. vorherrschenden

[1]) Geogn. Mittheil. aus den Alpen. VII. Die Gebirge am Comer und Luganer See. Münchener Akad. d. Wiss., 1880, pag. 554.

[2]) Note illustrative della carta geologica della Prov. di Bergamo, 1881, pag. 126 und 127.

[3]) Erläuterungen zu einer geolog. Karte des Grignagebirges. Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III, 1884.

Amphibolbiotitgranitit, 2. kleinkörnigen grauen Biotitgranit, 3. kleinkörnigen lichten glimmerarmen Biotitgranit. — Die beiden letzteren (l. c. pag. 203) durchsetzen nach Benecke das erstgenannte Gestein in zahllosen Gängen, sind also jünger. Der Biotitgranit durchsetzt etwas vor dem Wasserfall in Val Troggia den Gneiss in wenig mächtigen Gängen. „Da bei Devecchi die Conglomerate auf dem Granit liegen, so ist wohl anzunehmen, dass der Amphibolbiotitgranit zuerst heraustrat und eine ausgedehnte Decke auf dem Gneiss bildete. Dann folgte die Eruption der Biotitgranite.“ Bemerkenswert ist, dass Benecke, der viele Gerölle aus dem bei Devecchi unmittelbar auf dem Granit liegenden Verrucanoconglomerat untersuchte, niemals darin ein Granitgeröll fand. Ueber die krystallinen Schiefer der Val Sassina sagt Benecke (pag. 201): „Die Masse des krystallinen Schiefergebirges besteht aus Gneissen von recht mannigfaltiger Zusammensetzung, unter denen Hornblendegneisse eine grosse Rolle spielen. Glimmerschiefer oder an Feldspath arme Gneisse, quarzitische und phyllitisch aussehende Gesteine mögen in den hangenden Partien, also besonders in der näheren Umgebung von Val Sassina besonders entwickelt sein.“ Zum Schlusse sei noch erwähnt, dass auch Cohen in einem granitischen Gesteine der Val Sassina ein zersetztes Mineral fand, das Augit zu sein schien.

Ein weiterer, wesentlicher Fortschritt in der Kenntnis unseres Gebietes wurde durch die Arbeit Taramelli's und durch die mikroskopischen Bestimmungen Brugnatelli's erzielt.[1]) Taramelli hebt hervor, dass die Schichten der das granitische Gestein umgebenden Schieferformation fast vertical stehen, dass in der Nähe des Contactes zwischen dem als Hornblendegranit bezeichneten Eruptivgestein und dem Gneiss in diesem Gänge eines helleren glimmerigen Granites auftreten und dass andere Gänge eines hellrothen Granites auch zwischen Mors und der Alpe di Bezzi auftreten. Auch Taramelli fand niemals in den dem Granit benachbarten Verrucanoconglomeraten Granitgerölle, obwohl auch er besonders darauf achtete. Hinsichtlich der Entstehung des granitischen Gesteines sagt er: „Senza escludere che il granito anfibolico formi una massa

[1]) T. Taramelli, Osservazioni stratigrafiche nella Val Sassina e nella Valtorta. Rendic. Ist. Lomb. 1892.

eruttiva, dai rapporti da noi rilevati risulta pertanto che esso è interposto tra il gneiss al disotto e lo schisto micaceo quarzitico al disopra." Eine weitere sehr wichtige Beobachtung ist die, dass in der Val Felghera in dem granitischen Gestein unregelmässig begrenzte Bruchstücke von „quarzite micacea" eingeschlossen sind (pag. 11), eine Beobachtung, die meiner Meinung nach beweist, dass diese, wie von Taramelli selbst hervorgehoben, den Granit überlagernden phyllitischen Gesteine älter als dieser sind.

L. Brugnatelli untersuchte auf Veranlassung Taramelli's eine Reihe von Handstücken auch mikroskopisch. Er hebt hervor (l. c. pag. 13), dass der Feldspath des „Granites" von Val Ceresola und Valtorta, wo er noch einigermassen frisch ist, polysynthetische Zwillingsstreifung aufweist, dass das massige Gestein demnach nicht zu den echten Graniten, sondern zu den Plagioklasgesteinen gehört. In einer anderen Varietät des Eruptivgesteines aus der Val Biandino fand er einen Pyroxen als reichlichen Gemengtheil. In einem „Gneiss" von Introbbio und in einem Schiefer vom Pian di Sera wies er Andalusit nach. Im Glimmerschiefer von Canale dei Predii (Valtorta) fand er Granat, Staurolith und Cyanit; und dieselbe Mineralcombination weist nach ihm auch ein Glimmerschiefer aus Val Grobbia auf. Auch zahlreiche andere Einzelheiten der mineralogischen Zusammensetzung der Val Sassina-Gesteine wurden von Brugnatelli kurz beschrieben.

Da das Vorhandensein der angeführten seltenen Mineralien in den dem Eruptivgestein benachbarten Schiefern auf Contactmetamorphose zu deuten schien, so entschloss ich mich, diese Untersuchungen fortzusetzen und erhielt von meinen Freunden, den Herren Professoren T. Taramelli und L. Brugnatelli, auf meine Bitte ihr ganzes Material an Stücken und Dünnschliffen. Ich sage ihnen dafür und für mündlich ertheilte Auskünfte auch an dieser Stelle meinen besten Dank. Ich selbst sammelte in der Val Sassina zwischen Introbbio und Devecchi auf einer unter der gefälligen Führung des Herrn Prof. Taramelli unternommenen Excursion ein reichhaltiges Material und erhielt endlich noch von meinem Freunde Herrn Dr. C. Riva eine Anzahl von Stücken, die er in der Val Biandino auf meine Bitte gesammelt hatte. Obwohl ich nun bisher wegen anderweitiger Beschäftigungen erst einen Theil der nothwendigen Bestimmungen habe durchführen können, so will ich doch

einige wichtige, schon jetzt sicher feststehende Resultate hier mittheilen.

An einer Reihe von Localitäten in der Nähe des granitischen Gesteines enthalten die krystallinen Schiefer Mineralien, die den normalen Gesteinen der Val Sassina in weiterer Entfernung[1]) vollständig fehlen. Ja, stellenweise sind die dem massigen Gesteine benachbarten Schiefer als typische Contactgebilde entwickelt. Die erwähnten Mineralien sind Andalusit, Cordierit, Staurolith und Disthen. Mit ihnen zusammen treten drei andere Mineralien auf, die auch in grösserer Entfernung vom Contacte vorkommen und die man deshalb nicht ohne Weiteres als Contactbildungen ansprechen kann, Sillimanit, Turmalin und Granat. Indessen ist ihre Verknüpfung mit den schon angeführten Contactmineralien eine derartige, dass sie in den dem „Granite" benachbarten Schiefern wahrscheinlich wenigstens zum Theil gleichfalls als Producte der Contactmetamorphose aufzufassen sind. Ich zähle die betreffenden Localitäten und Gesteine auf und schliesse dabei der Vollständigkeit halber die von Brugnatelli kurz beschriebenen Gesteine mit ein.

Costa Peghera (Valtorta, Gruppe des Pizzo dei tre Signori). Staurolith und Granat in einem gneissartigen Gestein, das unter der hier gemachten Voraussetzung von der contactmetamorphen Entstehung des Staurolithes und Granates als Granat- und staurolithführender Contactgneiss zu bezeichnen ist. — Piano della Sera (Valtorta, Brugnatelli, l. c. pag. 13). Andalusit ($c = a$, rosa) und stellenweise frischer, stellenweise zu einem sericitischen gelblichen Aggregat zersetzter Cordierit. Dieser enthält feine Nadeln von Sillimanit (?) und Biotitblättchen. Bei der Zersetzung verlaufen die Spalten normal zur Längserstreckung der Krystalle. Das Gestein ist gneissartig und demnach wahrscheinlich zu den Contactgneissen gehörig. — Valle Stabina (Valtorta). Andalusit ($c = a$, rosa) mit Biotit- und Quarzeinschlüssen. Auch hier stellenweise ein sericitisch zersetztes Mineral, das vielleicht Cordierit war. Feine zu Büscheln gruppirte Nadeln von Sillimanit (?).

[1]) Hiebei wird natürlich von den staurolith-, turmalin- und granatreichen Glimmerschiefern des Nordabhanges der orobischen Kette abgesehen. Diese durch Melzi's Untersuchungen (Giornale di Mineralogia, 1891, pag. 4—16) bekannt gewordenen Bildungen sind normale Glieder des Grundgebirges und gehören jedenfalls einem viel tieferen Niveau an als die contactmetamorphosirten Schiefer der Val Sassina.

Das Gestein führt nur wenig Feldspath und gehört vermuthlich zu den Contact-Glimmerschiefern. — Piano del Lavezz (Valtorta). Andalusit (?) und zersetzte sericitische Massen in Glimmerschiefer. — Canale dei Predii (Valtorta). Granat, Staurolith (mit deutlichem Pleochroismus zwischen hellerem und dunklerem Gelb). Ein Schnitt von farblosem Disthen mit rechtwinkeligen Spaltrissen lässt im convergenten Licht eine optische Axe central austreten. In dem Interferenzbilde sind die Farben unsymmetrisch vertheilt. Grosse Blätter eines farblosen Minerals vom Habitus des Muscovites. Das Gestein selbst hat den Charakter eines Glimmerschiefers und ist wohl ein Contactglimmerschiefer. — Valtorta. Gelbgrünes, sericitisches Aggregat nach Cordierit (?) in einem gneissartigen Gestein. Der Glimmer ist Biotit. — Val Biandino. 1. Cordierit, fast das ganze Gestein zusammensetzend. (Lichtbrechung sehr ähnlich der des Quarzes und Balsams, mit gelben pleochroitischen Höfen um Zirkonkrystalle; die Schwingungsrichtung der gelben Strahlen entspricht der Richtung der grössten optischen Elasticität, die ihrerseits wieder mit der Längserstreckung der Krystalle zusammenfällt. Gerade Auslöschung, Zersetzungserscheinungen typisch für Cordierit.) Zusammen mit dem Cordierit als wesentlicher Gemengtheil Biotit. Wenig Quarz und Sillimanit ($c = c$). Das Gestein ist nicht schiefrig und jedenfalls ein echter Hornfels-Aviolit oder Biotit-Cordierithornfels. 2. Granat in zahllosen, kleinen Kryställchen in einem Biotitgneiss. Apatit in grossen Körnern ($c = a$). Contact (?)-Granatgneiss. 3. Cordierit, frisch mit gelben pleochroitischen Höfen (Schwingungsrichtung der gelben Strahlen $= a$) und rundlichen Biotitblättchen, zersetzt sich meist zu sericitischen, mitunter auch zu serpentinähnlichen Massen. Etwas Andalusit ($c = a$), gleichfalls mit sericitischen Zersetzungsproducten. Sillimanit ($c = c$). Viel Feldspath und Biotit. Hornfels-Cordierit-Edolit oder Hornfels-Feldspath-Aviolit. — Bosco Caravino. Val Biandino. (Nicht schiefrige Stücke aus einer Schutthalde zusammen mit Schiefern und dem Eruptivgestein.) Cordierit (Lichtbrechung nahe der des Balsams; mit pleochroitischen Höfen; Schwingungsrichtung der gelben Strahlen $= a$; partiell faserig zersetzt; die Fasern parallel a gestellt) umschliesst Nadeln von Sillimanit (?), Gestein sonst Biotitgneiss, also wohl ein nicht schiefriger Hornfels-Cordieritgneiss. — Aus derselben Gegend stammen mehrere andere von mir untersuchte Stücke, die sich durch Cordieritgehalt

auszeichnen. Der Cordierit ist in ihnen meist zu sericitischen Massen zersetzt; doch sind stellenweise noch in frischen Resten um vereinzelte oder zusammengelagerte kleine Zirkon-(?)körnchen noch die gelben, pleochroitischen Höfe erhalten. Der Glimmer ist stets Biotit. Eines der Gesteine gehört zu den Hornfels-Quarz-Avioliten, die anderen sind entweder Hornfels-Gneisse oder Contact-Gneisse. — Paradiso dei Cani, oberhalb Introbbio. Sericitisch zersetztes Mineral (Cordierit?) in feinkörnigem Biotitgneiss. — Auch in einem Schliff des Gabinetto geologico della R. Università di Pavia, der nur die Etikette „Introbbio. 59" trägt, fand ich eine feinfaserige, grünlichgelbe sericitische Masse, die von Cordierit herzurühren schien, zusammen mit Andalusit (Pleochroismus rosa-farblos) und grossen wohlbegrenzten Krystallen von Turmalin (*O* gelblich braun, *E* blassgelb). Das Gestein ist gneissartig und dürfte wohl zu den Contactgneissen gehören. — Cortabbio (Val Sassina) Cordierit (?), zersetzt zu einem gelblich grünen, lebhaft doppelbrechenden Mineral, wohl Sericit, enthält noch Quarz- und Biotit-Einschlüsse. Das Gestein ist ein Gneiss. — Canale delle Bore. Mte. Pegolotto (Bedolo). Turmalin und Granat in einem Glimmerschiefer mit weissem Glimmer.

Es ist bemerkenswert, dass weder die Untersuchungen Gümbel's, Benecke's und Cohen's, noch die von Taramelli, Tommasi und Brugnatelli, noch endlich meine eigenen je dazu geführt haben, den aufgeführten Gesteinen analoge Typen in der weiteren Umgebung des Eruptivgesteines nachzuweisen. Es wird daher wohl allgemein als berechtigt anerkannt werden, wenn ich die beschriebenen Gesteine wenigstens zum grössten Theile als Contactgebilde des Eruptivgesteins in Anspruch nehme. Ob sie sämmtlich vollständig umkrystallisirt sind, oder ob in den meisten von ihnen nur einzelne Gemengtheile umkrystallisirten und neue Gemengtheile lieferten, das steht bisher nicht sicher fest. Da indessen das letztere wahrscheinlicher ist, so habe ich diese Anschauung auch in der Benennung zum Ausdrucke gebracht.

Auch das Eruptivgestein selbst ist in hohem Masse interessant. Ich muss freilich auch hiebei um Entschuldigung bitten, wenn ich mit noch sehr unvollständigen Resultaten hervortrete. Da ich indessen nicht weiss, wie lange es dauern wird, ehe ich genauere Untersuchungen, insbesondere Feldspathbestimmungen vornehmen kann, will ich das Wenige, was mir bekannt ist, schon jetzt publiciren.

Das Eruptivgestein ist in den zahlreichen Stücken, die ich an Ort und Stelle sammelte oder im Handstück untersuchen konnte, stets körnig, ohne eine Spur von Grundmasse. Der Feldspath dürfte überwiegend Plagioklas sein, obwohl auch echt granitische Gesteine auftreten, wie z. B. an der Alpe Besso nördlich von der Val Rossiga, wo der Orthoklas in grösseren Karlsbader Zwillingen erscheint. Quarz ist ein selten fehlender, meist wesentlicher Gemengtheil. Sehr interessant ist das Verhalten der dunklen Silicate. Fast stets findet sich ein nicht näher untersuchter Biotit, häufig grüne Hornblende; und in manchen Varietäten der Val Biandino tritt rhombischer Pyroxen in erheblicher Menge auf und verdrängt die anderen dunklen Gemengtheile. Accessorisch finden sich Apatit, Zirkon, Eisenerze und als Einschluss im Quarz die bekannten dünnen, nicht näher bestimmten Nadeln der Granit- und Quarzdiorit-Quarze. Wenn wir von den seltenen und wohl nur vereinzelt auftretenden echt granitischen Gesteinen absehen und zunächst einmal den anscheinend nicht sehr wesentlichen Orthoklasgehalt unserer Gesteine bei der Benennung vernachlässigen, so bilden diese eine vollständige Reihe von echten Quarznoriten durch glimmerführende Quarznorite hindurch zu Quarzglimmerdioriten, dann zu Hornblende führenden Quarzglimmerdioriten, Tonaliten und seltenen quarzfreien Glimmer-Hornblende- und wahrscheinlich auch Hornblende-Dioriten.[1]) Es überwiegen wohl die gemeinen Quarzglimmerdiorite. — In welchen geologischen Beziehungen die einzelnen Varietäten zu einander stehen, das ist noch nicht klar. Dennoch will ich wenigstens kurz meine Aufzeichnungen über das Vorkommen der verschiedenen Varietäten mittheilen. 1. Quarznorite. Val Biandino. 2. Reine Quarzglimmerdiorite. Zwischen Devecchi und Cortabbio alle anderen Varietäten fast ganz verdrängend. — Forno della Grobbia (Valtorta). 3. Hornblende führende Quarzglimmerdiorite. Zwischen Devecchi und Cortabbio. — Val Biandino, in der Umgebung des Ponte dei ladri ai forni. 4. Echte Tonalite. Val Ceresole-Valtorta, Val Biandino mehrfach. 5. Pyroxen führender Tonalit. Val Biandino. 6. Glimmer führende Quarzhornblendediorite. Val Biandino, oberhalb des Wasser-

[1]) Ich bin nicht ganz sicher, ob es sich bei den mir vorliegenden Stücken nicht vielleicht theilweise um Feldspath-Amphibolite handelt.

falls, beim Anstieg hinter der Moräne. 7. Quarzhornblendediorite. Val Ceresole. Val Biandino. 8. Quarzführende Hornblendediorite. Zwischen Introbbio und der Alpe Foppabona. 9. Hornblende-Glimmerdiorit. Zwischen Devecchi und Cortabbio und bei Fontana rossa, Val Caravino (Valtorta). 10. Hornblendediorit. Val Biandino, kurz bevor man Val di Cam erreicht. — Vielleicht auch Canale dei Predii, Val Caravino und andere Orte, wo es indessen bisher nicht sicher feststeht, ob es sich um Hornblendediorite oder um Feldspathamphibolite handelt.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit einige Worte über den Pyroxen der Quarznorite der Val Biandino sagen, der wahrscheinlich mit dem von den schon citirten Autoren aufgeführten Pyroxen der granitischen Gesteine der Val Sassina übereinstimmt und demnach, wenn auch vielleicht in geringerer Menge, eine weite Verbreitung innerhalb der Eruptivgesteine dieses Gebietes haben dürfte. Die Interferenzfarben gehen in Schliffen, in denen Quarz höchstens lebhaft gelb (I. Ordnung) wird, bis zum Grünlichblau der zweiten Ordnung. Auf Längsschnitten tritt oft die eine Bisectrix, auf Querschnitten die andere, beziehungsweise bei offenbar schiefer Lage eine optische Axe aus. Die Längsrichtung der Krystalle entspricht der Richtung kleinster Elasticität ($c = \mathfrak{c}$). Die Spaltbarkeit folgt vier Richtungen, nämlich den Flächen des verticalen Prismas und der beiden verticalen Pinacoide. Der Pleochroismus ist sehr schwach, c = gelblich grün, a und b gelblich, doch die eine dieser beiden Richtungen vielleicht mitunter mit ganz schwachem Stich in's Rosa. Die Auslöschung ist in nicht schiefen Schliffen stets gerade. Die Längsschnitte lassen mitunter Einlagerungen von etwas anders doppelbrechenden Lamellen wahrnehmen. Alle diese Charaktere stimmen gut für rhombische Pyroxene, die, nach dem Pleochroismus zu urtheilen, etwa an der Grenze zwischen Bronzit und Hypersthen stehen. Eine genauere Entscheidung war mir bisher nicht möglich.

Es bleibt mir nur noch übrig, kurz auf die schon bei der Besprechung der Klausener Eruptivmassen[1]) ausführlich behandelten spinellführenden Einschlüsse einzugehen. In den Quarznoriten der Val Biandino, sowie in dem Tonalit desselben Thales fand ich sehr kleine, aber noch mit blossem Auge erkennbare Reste

[1]) Pag. 226 dieser Arbeit.

von wahrscheinlich zum Theil resorbirten Einschlüssen, die aus einer feinfaserig sericitischen Masse vom Habitus der Cordieritzersetzungsproducte bestehen. Sie enthalten innerhalb dieser Zersetzungsproducte Anhäufungen von optisch isotropem grünen Spinell, vereinzelte grössere Krystalle von langgestrecktem Ilmenit und seltenere kleine Körner eines doppelbrechenden, stark lichtbrechenden farblosen Minerales, das wahrscheinlich zum Korund gehört. Der Spinell bildet mitunter skeletartige Aggregate. Die feinfaserigen, sericitischen Massen lassen im gewöhnlichen Licht noch mitunter die Grenzen der kleinen Körner des ursprünglichen Minerals erkennen. In dem Tonalit fand ich ausser einem solchen Einschluss auch noch in der Gesteinsmasse selbst, ähnlich wie in den Eruptivgesteinen des Vildartbales bei Klausen, eine Anhäufung von Turmalinkrystallen. — Die Grenzen der Einschlüsse sind vollständig scharf. In einem der Einschlüsse des Quarznorites erkennt man feine Apophysen des Magmas. — Ueber die Entstehung dieser Gebilde habe ich mich schon auf pag. 231 ausgesprochen. Ich wiederhole hier nur, dass sie wahrscheinlich die letzten von der Einschmelzung verschonten Reste von Cordieritgesteinen sind, jedenfalls aber echte Einschlüsse. Es wäre interessant, zu untersuchen, ob die grosse Häufigkeit solcher Cordierit-Spinell-Einschlüsse gerade in Pyroxengesteinen nicht vielleicht damit zusammenhängt, dass saurere Eruptivgesteine, wenn sie viel Cordierit einschmelzen, Pyroxene auskrystallisiren lassen. Für den Spinell wäre es dann zu untersuchen, ob er immer ein echtes Contactproduct und nicht mitunter auch, wie in dem schon citirten Experiment von Vogelsang und mir, ein nach der Einschmelzung des Cordierites direct aus dem Magma auskrystallisirendes Resorptionsproduct ist.

Fassen wir die geologischen Resultate der vorstehenden Ausführungen zusammen. Das Vorkommen von Einschlüssen der Nebengesteine, und zwar sowohl der liegenden wie der hangenden, zusammen mit ihrer Contactmetamorphose, das Fehlen von Detritus der massigen Gesteine in den auf und neben ihnen lagernden Sedimenten, sowie endlich das Vorhandensein von Gängen der massigen Gesteine in den Nebengesteinen liefern den Beweis, dass auch die Quarzglimmerdioritmasse der Val Sassina ein unterirdisch erstarrter Intrusivkörper ist, von dem es nur noch unbekannt ist, ob er zu den Lakkolithen oder zu den stockförmigen

Gebilden zu rechnen ist. Ueber das Alter der Eruptivmassen steht nichts weiter fest, als dass sie wahrscheinlich jünger als der dort permische Verrucano sein dürften, da dieser, selbst wo er unmittelbar auf ihnen lagert, dennoch keine Gerölle von ihnen enthält. Auf der anderen Seite sind sie sicher älter als das ältere Diluvium. Eine engere Begrenzung der Intrusionsepoche lässt sich aber zur Zeit leider nicht durchführen; und es muss ausdrücklich hervorgehoben werden, dass bisher für jede der zwischen dem Perm und dem Diluvium liegenden Epochen die gleiche Wahrscheinlichkeit vorliegt, dass also die Intrusion ebensogut in der Trias wie im Tertiär stattgefunden haben kann.

Baveno und einige andere piemontesische granitische Massen.

Auf der Westseite des Lago Maggiore, in dem herrlichen Golfe von Pallanza, treffen wir bei Baveno einen Ausläufer eines neuen, an granitischen Massen reichen Districtes, des piemontesischen, an. Der Granit von Baveno ist wahrscheinlich keine isolirte Masse, sondern hängt, wie Struever[1]) hervorhebt, jedenfalls unterirdisch mit den Graniten von Mont'Orfano und Alzo zusammen, von denen der letztere sich seinerseits gegen Süd-West bis über die Sesia hinaus erstreckt. Auch weiter im Westen treffen wir verschiedene granitische oder granitoide Massen, von denen ich hier nur kurz den Granit von Cuorgnè und die Syenite von Traversella und Biella erwähnen will. Da ich nur den Bavenöer Granit an Ort und Stelle untersucht habe und auch Gesteinsmaterial und Schliffe fast nur aus der Umgebung dieses und der mit ihm zusammenhängenden Massen, sowie aus der Gegend von Traversella zur Verfügung gehabt habe, so werde ich bei der Besprechung von den übrigen Kernen fast ganz absehen und speciell die granitischen Massen des Hochgebirges aus dem Spiel lassen.

Es ist unnöthig, eine eingehende historische Darstellung zu geben, da wir bereits Parona[2]) und Struever[3]) ausführliche historische und kritische Besprechungen der gesammten älteren

[1]) Sui minerali del Granito di Alzo. Rend. Accad. Lincei, 1892, pag. 366.

[2]) Valsesia e Lago d'Orta. Atti Società Ital. Sc. nat. Vol. XXIX. Milano 1886.

[3]) Contribuzioni allo studio dei graniti della bassa Valsesia. R. Accad. Lincei. Mem. Ser. 4, Vol. VI.

Literatur verdanken, und da Traverso[1]) ein bis zum Jahre 1894 durchgeführtes, sehr reichhaltiges Literaturverzeichnis gegeben hat. Ich beschränke mich daher darauf, kurz die wichtigsten Hypothesen über die Entstehung unserer Granitmassen zu citiren, und verweise hinsichtlich grösserer Einzelheiten auf die eben erwähnten Arbeiten.

Die piemontesischen Granite wurden, wenn wir von den ältesten und allerjüngsten Arbeiten absehen, eigentlich nur von Gerlach und Spreafico für eruptiv gehalten, von der grossen Majorität der Geologen aber, die sich mit ihnen beschäftigten, entweder für metamorphe oder für bereits ursprünglich aus alten Meeren von abweichender physikalischer und chemischer Beschaffenheit krystallin abgesetzte Sedimente erklärt. Erst Struever hob die Unwahrscheinlichkeit dieser letzteren Deutung hervor und lieferte den Nachweis, dass man zwar, wenigstens zur Zeit der Abfassung der Struever'schen Abhandlung, noch keinen absoluten Beweis für die Eruptivität jener Granite geben konnte, ebensowenig aber einen Beweis dagegen, und dass jedenfalls die grössere Wahrscheinlichkeit für ihre eruptive Entstehung sprach. Von den nach dem Erscheinen der Struever'schen Arbeit veröffentlichten Abhandlungen kommen für uns fast nur noch das schon citirte Traverso'sche Buch und eine kleinere Arbeit desselben Verfassers „Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'alto Canavese“ [2]) in Betracht, da diese den Bavenoer Granit und den Traversella-Syenit ausführlich behandeln. Ich verdanke es der Güte meines Freundes, des Herrn Ingenieur Stefano Traverso, dass ich zahlreiche seiner Originalschliffe und auch eine kleine Zahl von ihm studirter Gesteinsstücke selbst habe untersuchen können und danke ihm auch an dieser Stelle für sein liebenswürdiges Entgegenkommen. Das letztere war um so rühmlicher, als wir in zahlreichen Punkten ganz verschiedener Meinung sind und uns demnach bekämpfen müssen. Das verhindert aber nicht, dass ich die dauernden Resultate und die Verdienste Traverso's schätze und öffentlich anerkenne.

Man sollte erwarten, dass der kolossale Steinbruchbetrieb bei Baveno auch Aufschlüsse über die Contactverhältnisse des Granites

[1]) Geologia dell'Ossola. Genova 1895.

[2]) Atti Società Ligustica di Scienze naturali e geografiche. Genova 1894.

und der ihn umlagernden krystallinen Schiefer gegeben hätte. Sehen wir nun, was darüber bekannt ist. Studer[1]) sagt: „Die Granitmasse von Baveno ist von Glimmerschiefer umgeben, der am Fusse des Berges mit 45° nach S 40 O einfällt, weiter südwärts sich in steiles Ostfallen umdreht und als eine Vorkette höher aufsteigend, den in den Motterone fortsetzenden Granit vom See trennt. Auf der Grenze des Granits und des Glimmerschiefers, in einem beide Steinarten trennenden Quarzband, liegen die früher bearbeiteten Kupferkiesgruben." Es ist wohl diese Angabe, welche die meisten Forscher, die Baveno besuchten, von einer genaueren Untersuchung der Grenzverhältnisse abhielt. Sie ist indessen nicht ganz genau. Freilich, wendet man sich aus dem Steinbruch zu den niedrigen bewachsenen Hügeln unterhalb des Granites, so findet man phyllitische Gesteine, die steil in südöstlicher Richtung einfallen[2]); und diese Phyllite sind in ganz unglaublicher Weise zertrümmert, zerquetscht und von Quarzadern durchtrümmert. Stellenweise bildet sich auch wirklich eine fast reine Quarzmasse heraus. Auch mikroskopisch sind die enorm starken Quetschungen sehr deutlich. Vermuthlich sind an dieser Stelle grössere und kleinere Verschiebungen thätig gewesen und verschleiern den ursprünglichen Gesteinscharakter und die Natur des Contactes.

Auf einer im Frühjahr 1896 in Gemeinschaft mit meinem Freunde, Herrn Professor Taramelli, unternommenen Tour entdeckten wir beide ein äusserst lehrreiches und für die Auffassung des Granites von Baveno fundamentales Profil in der kleinen Runse, die für den in dem Steinbruch stehenden auf der linken Seite von dem Berge herunterzieht und schon ausserhalb des Steinbruchbetriebes liegt. Steigt man in ihr von unten in die Höhe, so trifft man erst N 25 O streichende und mit 45° nach O S O einfallende krystalline Schiefer, deren Streichen sich gegen oben allmählich nach N 40 O wendet, wobei auch das Fallen schwächer wird, nämlich nur noch 25° (in südöstlicher Richtung) beträgt. In diesen Schiefern setzt ein etwa 1 Meter mächtiger Granitgang auf, der sich von dem typischen Bavenoër Granit durch feineres Korn und etwas geringeren Biotitgehalt unterscheidet. Der Gang ist den

[1]) Geologie der Schweiz. Bd. I, pag. 284.

[2]) Ich mass an einer Stelle N 10—20 O-Streichen bei 75° Ostsüdost-Fallen.

Schichtflächen ziemlich, aber nicht genau parallel. Ueber ihm folgen von neuem N40O streichende und mit 20° nach Südost fallende Schiefer und dann ein etwa 30 Centimeter mächtiger nach links oben, also von der Hauptmasse des Granites weg, auf eine Strecke von $1^1/_2$ Meter fast ganz auskeilender Gang desselben Granites. Es folgen von neuem Schiefer und von neuem Granitgänge; und je weiter man hinaufsteigt, um so complicirter und unregelmässiger wird dieser andauernde Wechsel. Die Zahl der Granitgänge ist erstaunlich. Ihre Mächtigkeit wird nach oben gleichfalls grösser und übersteigt oft mehrere Meter.

Sie haben eine Tendenz, den Schichtfugen parallel zu verlaufen, was indessen nicht verhindert, dass man bei genauer Untersuchung fast überall erkennt, dass der Parallelismus nur ein scheinbarer ist oder nicht lange anhält. Sie sind rechts, also gegen die Hauptmasse des Granites hin, mächtiger und keilen sich, wo man überhaupt eine Abnahme der Mächtigkeit constatirt, nach links aus. Sie sind also unzweifelhaft echte Apophysen der in dem Bruche in so grosser Mächtigkeit aufgeschlossenen Granitmasse. Ich bemerke dabei ausdrücklich, dass es sich weder um Pegmatit, noch um echten Aplit, sondern um etwas zum Aplit hinneigende Granitgänge handelt. Ich untersuchte das Gestein auch mikroskopisch und constatirte, dass es wesentlich aus Orthoklas, saurem Plagioklas, Quarz und Biotit besteht, wobei allerdings der Biotit in kleinerer Menge als in dem normalen Granit auftritt. Dies Saurerwerden einer granitischkörnigen Masse und das Kleinerwerden ihres Kornes gegen den Contact hin sind aber Erscheinungen, die man von zahlreichen Granitmassiven kennt und die daher nicht Wunder nehmen können.[1]) Accessorisch treten Zirkon (mit pleochroitischen Höfen im Biotit), ganz wenig Eisenerze und in äusserst kleiner Menge Muscovit auf. Von diesem steht es indessen nicht fest, ob er primär oder secundär ist. Ich möchte diesen Granit nach dem Vorgange Becke's als einen „biotitarmen Randgranit" bezeichnen. Ganz ähnliche Gesteine fand ich auch in der Cima d'Asta-Gruppe am Contacte der Granitmasse mit den krystallinen Schiefern bei Canale San Bovo und Caoria.

Nicht weniger interessant sind die Ergebnisse der mikroskopischen Untersuchung der in dem Contacte mit dem Granite befindlichen Schiefer.

---

[1]) Vergl. z. B. die schöne Arbeit von Becke über den Tonalit der Rieserferner.

In den gequetschten, von Quarz durchtrümmerten phyllitischen Gesteinen unterhalb des Steinbruches fand ich als Componenten nur Muscovit, Chlorit, Feldspathe, Quarz, etwas Braunspath, Magnetit und Apatit; vielleicht ist ein Theil des Chlorits als Umwandlungsproduct primären Biotites aufzufassen. Die Gesteine sind theils echte Phyllite, theils Feldspathphyllite oder Phyllitgneisse. — In den krystallinen Schiefern der Runse, zwischen den Granitapophysen, treten die folgenden Mineralien auf: Korund, Cordierit, Andalusit, viel Biotit, Feldspath, Quarz, Muscovit, Apatit, Eisenerz, Zirkon, Turmalin. — Chlorit und Rutil fand ich nur als secundäre Gemengtheile. — Ich halte die von diesen Mineralien zusammengesetzten Gesteine für echte Contactgesteine, von denen es freilich zur Zeit noch nicht feststeht, ob sie als vollständig umgewandelte Phyllite oder als unvollständig metamorphosirte Glimmerschiefer und Gneisse aufzufassen sind. Das erstere ist mir allerdings wahrscheinlicher.

Ich will bei der Wichtigkeit dieser Beobachtung einige kurze Beschreibungen der Gesteine geben, bei denen ich von allen Einzelheiten und besonders von genauen Beschreibungen und Bestimmungen der Feldspäthe vorläufig ganz absehe. — Ich sammelte in der Runse ein schiefriges, Quarzlagen führendes Gestein, das ich auf Grund der pag. 149—150 dieser Arbeit beschriebenen Nomenclatur als korundführenden Hornfels-Cordierit-Edolit bezeichne. Es enthält von der übrigen Gesteinsmasse abgesonderte Quarzlagen und besteht sonst wesentlich aus Biotit, Feldspath, zersetztem Cordierit und nicht ganz wenig Korund.[1]) Accessorisch treten schwarzes Eisenerz in Körnern (Magnetit?), Pyrit und etwas Apatit auf. Die Umwandlungsproducte des Cordierits sind meist sericitisch feinfaserig und gelblich gefärbt. Sie enthalten oft noch um kleine Zirkonkryställchen dunkle Höfe, die letzten Residua der gelben Höfe des Cordierits. — Ein zweiter in der Runse verbreiteter Gesteinstypus ist ein äusserst feinkörniger zweiglimmeriger Gneiss mit abgesonderten Quarzlagen. Ein dritter Typus ist ein Gestein, das entweder ein stark umgewandelter Phyllit oder ein schwach beeinflusster Glimmerschiefer ist und demgemäss entweder als Hornfels-Cordieritglimmerschiefer oder als

[1]) Ich bemerke ausdrücklich, dass ich in diesem wie in allen anderen Fällen, wo ich Korund als Gemengtheil aufführe, stets festgestellt habe, dass es sich nicht um Verunreinigung der Präparate durch Schmirgelkörner handelt.

Contact-Cordieritglimmerschiefer zu bezeichnen ist. Es enthält als sicher primäre, wesentliche Gemengtheile nur Quarz und Biotit, ausserdem aber Zersetzungsproducte, die ich ihrem ganzen Habitus nach auch hier nur dem Cordierit zuschreiben kann. Accessorisch führt es Apatit, Turmalin, stark lichtbrechende, schwach doppelbrechende Körnchen vom Habitus des Korund und wenig stärker als der Quarz lichtbrechende, längliche, farblose Körner von schwacher Doppelbrechung, bei denen die Längsrichtung ebenso wie beim Apatit der Richtung der grössten optischen Elasticität entspricht, die aber nicht recht den Habitus des Apatites haben. Es ist mir sehr wahrscheinlich, dass es sich hier um Andalusit handelt. — Sehr häufig findet sich endlich ein schiefriger Hornfelscordieritgneiss mit ganz zersetztem Cordierit. Er enthält wesentlich Biotit, Feldspath, Quarz und Zersetzungsproducte des Cordierits. Secundärer Muscovit ist häufig; ob auch primärer vorhanden ist, das steht nicht fest. Accessorisch tritt Apatit auf.

Aus den angeführten Beobachtungen scheint mir hervorzugehen, dass in der Runse, in der wir ja unzweifelhaften Primärcontact haben, die krystallinen Schiefer von dem Granit metamorphosirt sind, während unterhalb des Steinbruches wahrscheinlich Verschiebungen einen secundären Contact erzeugten und vielleicht auch den Gesteinscharakter durch Dynamometamorphose veränderten. Jedenfalls gelang es mir dort nicht, Spuren einer Contactmetamorphose nachzuweisen. Wie das aber auch sein mag, so reicht schon das beschriebene Profil aus, um die eruptive Natur des Granites von Baveno festzustellen. Ausserdem will ich aber noch anführen, dass ich schon im Jahre 1894, bei einem Besuche des Steinbruches, in dem der Runse nächsten Theile einen Granitblock mit einem echten Einschluss fand, der, wie die mikroskopische Untersuchung ergab, ein typischer Andalusit führender Hornfelsgneiss ist. Ich bemerke ausdrücklich, um Missverständnissen vorzubeugen, dass es sich dabei nicht um einen der bekannten dunklen Körper handelt, wie sie sich wohl in allen Graniten, Syeniten und Dioriten der Welt finden und in der Literatur entweder als „basische Ausscheidungen" oder als „Concretionen" oder als „Schlierenknödel" aufgeführt sind. Es ist vielmehr ein echter, eckiger Einschluss. — In dem ganzen übrigen Material des Bruches sah ich weder Einschlüsse noch Schlieren-

knödel, obwohl ich bei zweimaligem Besuche sehr eifrig danach suchte.[1])

Auch von anderer Seite sind Beobachtungen gemacht worden, die im Verein mit den eben angeführten für die eruptive Natur unseres Granites sprechen, obwohl sie bei dem lebhaften Meinungscontrast, der bisher über diese Frage herrschte, meist nicht recht gewürdigt wurden. So sagt der für unsere Wissenschaft zu früh verstorbene Spreafico, den ich für einen sehr gewissenhaften Beobachter halte, in einer posthumen, von Taramelli herausgegebenen Abhandlung[2]): „Pare dunque indubitato che le due masse granitiche del Motterone e della Val Sesia formino una zona continua, la quale al sud-est è ricoperta dalla massa enorme del micascisto argilloso (Phyllit), mentre al nordovest è sostenuta da una massa di minore potenza d'uno scisto gneissico, tutto injettato da filoni e roccie del medesimo granito. Da questa disposizione risulta evidente la interstratificazione del granito e quindi la sua età relativa." Consequenter Weise erklärt er den Granit auf pag. 8 für ein „espandimento", eine Decke, die durch den Stronagneiss durchgebrochen wäre und sich auf ihn gelegt hätte. Wir sehen indessen aus den schon angeführten Beobachtungen, dass der Granit auch in die hangenden Phyllite Gänge entsendet und sie metamorphosirt hat, also keine Decke, sondern eine Intrusivmasse sein muss. — Mehrere wichtige Beobachtungen verdanken wir ferner Parona.[3]) Dieser

[1]) Erst nach der Niederschrift der vorliegenden Arbeit ging mir durch meines verehrten Lehrers, Herrn Geheimrath Zirkel's gütige Vermittlung eine lange vergebens gesuchte und, soweit mir bekannt, in der Literatur über Baveno ganz vernachlässigte kleine Notiz von G. vom Rath zu, die in dem den Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande und Westfalens (Jahrg. XX, 1863) beigegebenen Correspondenzblatt (pag. 116) abgedruckt ist. Es heisst darin: „Gegen Süd grenzt an diesen Granit der Glimmerschiefer. Die Grenze zeigt die überzeugendsten Beweise der eruptiven Entstehung dieses Granitstockes. Der Granit dringt nämlich in schmalen, sich von der Hauptmasse abzweigenden Gängen in den Schiefer ein und umhüllt an der Gesteinsgrenze sehr zahlreiche Schieferbruchstücke." Ich vermuthe, dass G. vom Rath's Beobachtung sich auf die oben beschriebene Stelle bezieht, in welchem Falle die Priorität der Beobachtung natürlich diesem um die Erforschung der alpinen Granitmassen so hochverdienten Forscher zukommt.

[2]) Osservazioni geologiche nei dintorni del lago d'Orta e nella Valsesia. Atti Soc. It. Sc. nat., Milano 1880, Vol. XXIII, pag. 10.

[3]) Valsesia e Lago d'Orta. Atti Soc. Ital. Sc. nat., 1886, Vol. XXIX, pag. 46.

hebt hervor, dass der Granit im Contact mit den Nebengesteinen im allgemeinen feineres Korn annimmt. Er beschreibt „certe protrusioni di granito nel gneiss che si presentano più coll'apparenza di dicche che non di interstrati" und constatirt, dass der Gneiss nördlich von der Val Pellino (am Ortasee) im Contact mit dem Granit seine Schieferung verliert, homogener, compacter wird, prismatische Absonderung und dunkle Farbe annimmt.

Das von verschiedenen Autoren hervorgehobene Factum, dass in der Val Pellino der Gneiss mit dem Granit scheinbar wechsellagert, ist keineswegs ein Beweis für sedimentäre Entstehung des Granites, da es in der Umgebung grösserer Stöcke und Lakkolithen sehr häufig vorkommt, dass sich intrusive Lagergänge den Schichtflächen der Nebengesteine parallel einschieben. Ja, wir sahen schon im Verlaufe dieser Arbeit, dass diese Erscheinung sehr häufig am Contacte des Adamellotonalites mit der metamorphen Trias auftritt, und dass auch in der Runse bei dem grossen Steinbruche von Baveno die Granitgänge gern den Schichtflächen der krystallinen Schiefer folgen.

Sansoni beschrieb im Jahre 1893 einige von Parona in der Umgebung des Lago d'Orta gesammelte Gesteine und darunter auch einen „Gneiss" aus der Val Pellino. Aus diesem Gestein beschreibt er[1]) zwei Mineralien, die er „dubitativamente" auf Cordierit und Andalusit bezieht. Ich untersuchte seine Originalschliffe sehr sorgfältig und glaube auf Grund der Bestimmung der optischen Charaktere mit Sicherheit sagen zu können, dass es sich wirklich um Cordierit und Andalusit handelt. Der erstere hat sehr ausgesprochene Contactstructur. Im Sinne der hier gebrauchten Nomenclatur ist das Gestein ein schiefriger, Andalusit führender Hornfels-Cordieritgneiss.

Struever[2]) beschreibt ausführlich die mannigfachen Aenderungen in der Structur des Granites, die aus denselben Mineralien, welche auch die Hauptmasse des Gesteins bilden, zusammengesetzten Schlierenknödel und die zahlreichen (auch abgebildeten) Adern von etwas abweichend struirtem Granit und Quarz-Feldspathgemengen, die in den Umgebungen von Isolella in Valsesia für den Granit charakteristisch sind. Er hebt hervor (l. c. pag. 31), dass ähnliche

[1]) Giornale di Mineralogia, Pavia 1893, Vol. IV, pag. 19—20.

[2]) L. c. 1890.

Verhältnisse nur in den sicher eruptiven Laven, nicht aber in sei es normalen, sei es metamorphen Sedimentgesteinen bekannt seien und schliesst auch daraus auf die eruptive Natur unserer Granite.

Schon aus den angeführten Beobachtungen geht die intrusive Natur der betrachteten Granitmassen mit Sicherheit hervor; und wir könnten das Thema verlassen, wenn es nicht nothwendig wäre, auch die zahlreichen hierauf bezüglichen Beobachtungen Traverso's einer Untersuchung zu unterziehen. — Auch dieser hält die granitoiden Gesteine des Ossolagebietes und unter diesen den Granit von Baveno für eruptiv und stützt sich zum Beweise dieser Anschauung wesentlich auf die Beobachtung von Contactmetamorphosen am Rande der Granite, Diorite und Gabbros. Da diese verschiedenen Gesteine nach ihm ziemlich gleichartige Contactwirkungen hervorgebracht haben sollen, so wollen wir sie im Folgenden gemeinsam behandeln. Auf pag. 90 wird die vom „gneiss scistoso" erlittene Contactmetamorphose beschrieben. Es heisst: „Presso le rocce granitiche e le gabbro-dioritiche lo vediamo costantemente passare a forme filladiche di scisti a sericite e clorite, oltremodo appariscenti. Sinora tali forma nell'Ossola almeno, non erano state considerate di contatto. I gneiss sericitici e cloritici si osservano precipuamente al contatto delle dioriti o delle masse di anfiboliti da esse derivate . . . . . Le alterazioni metamorfiche di contatto si osservano presso tutti i dicchi e i massicci di rocce nominate, talvolta per pochi metri di ampiezza, talvolta per parecchie decine e centinaia, secondo la intensità e la potenza della causa metamorfosante." Diese „Contactgesteine" werden dann sehr ausführlich von verschiedenen Localitäten beschrieben, sollen auch in ganz ähnlicher Weise in der Nähe von Gängen von „Granulite" vorkommen, einer von Traverso im französischen Sinne gebrauchten Bezeichnung, die bei ihm als etwa gleichbedeutend mit Aplit, Pegmatit und wohl auch jener feinkörnigen biotitärmeren Apophysenfacies des Bavenoer Granites anzusehen ist. Auf pag. 115—118 werden dann speciell vom Granit hervorgebrachte Contactveränderungen angeführt. Es heisst: „È degno di nota il metamorfismo del gneiss biotitico al contatto delle masse di granito. In generale la roccia si fa cupa, a grana minuta, compatta; e tende a struttura granulare, più si avvicina al contatto . . . . . Oltre alle forme micromere, granulari, quasi massicce, di gneiss a biotite, quarzo, microlino, di Omegna e Gravellona, che

descriverò come tipiche, potei rinvenire e studiare presso Mergozzo, il gneiss che fa immediato passagio, con distacco eterogeneo, oppure in masse strettamente compenetrate, al granito. Allora la roccia, ancora sfogliata dalla biotite in larghi fogli, si fa granulare e in sezione quasi granitica, per la struttura degli elementi incolori. Si sviluppano minerali di contatto e il gneiss resta come infiltrato e compenetrato chimicamente dai minerali del granito. Direi che il gneiss si granitizza." Auch hier folgen dann specielle Beschreibungen der dem Autor am wichtigsten und interessantesten erscheinenden Fälle. — Ich habe die vorstehenden Ausführungen meines vortrefflichen Freundes, des Herrn Ingenieur Traverso, wörtlich wiedergegeben, weil ich, ganz offen gestanden, mit Ausnahme von verschwindenden Fällen weder durch die Beschreibung, noch durch die Untersuchung zahlreicher Originalschliffe zu der Ueberzeugung gekommen bin, dass es sich um echte Contactmetamorphose im eigentlichen Sinne des Wortes handelt. Es sei gestattet, bei der Wichtigkeit, die diese Frage hat, im Folgenden ausführlich darauf einzugehen.

Von den schon erwähnten phyllitischen Gesteinen, die Traverso als ein durch die Eruptivgesteine erzeugtes, aus dem „gneiss scistoso" hervorgegangenes Contactproduct auffasst, hatte ich, Dank dem freundlichen Entgegenkommen des Autors, Gelegenheit, eine Anzahl von Schliffen zu untersuchen. Ich sah 1. einen Schliff von „Gneiss di contatto Cortenovo" aus dem Contact des Diorits der Laurasca (l. c. pag. 95), 2. einen „Gneiss di contatto" von Straolgio (pag. 99) aus der Nähe von „Mikrogranulit"- (Aplit-) Gängen, 3. einen „scisto verde" von Cortenovo (pag. 95—96), 4. einen „scisto" (contatto) vom Mottarone aus der Umgebung des Granites von Baveno (pag. 126 und 35), 5. einen „micascisto sericitico" von Patequeso (pag. 97) im Contacte eines $1^1/_2$ Meter mächtigen Pegmatitganges, 6. einen „Gneiss di contatto" vom Pian di Sale (pag. 81, **96**, 164) im Contacte mit Amphibolit. Diese Gesteine würde ich der Reihe nach, wie folgt, nennen: 1. Phyllitgneiss, 2. Feldspathphyllit, 3. Gemeiner Phyllit[1]), 4. Feldspathphyllit oder Feldspathglimmerschiefer, 5. gequetschter Feldspathphyllit oder Phyllitgneiss, 6. Epidotphyllit.

[1]) Ich bemerke ausdrücklich, dass, wenn ich hier und im Vorhergehenden und Folgenden „Phyllit" sage, ich damit keineswegs behaupten will, dass es sich um normale Phyllite handelt. Es ist sehr wohl möglich, dass diese Gesteine dynamometamorphe Umänderungen anderer Felsarten darstellen.

— In all diesen Gesteinen konnte ich, so weit das eine nur mikroskopische Untersuchung gestattet, weder charakteristische Contactmineralien, noch für Contactgesteine charakteristische Structuren auffinden. Ja, das fast constante Vorhandensein von Chlorit, sowie der sericitische Habitus des Muscovits scheinen mir, nach den in anderen Gebieten gemachten Erfahrungen über Contactgebilde massiger Gesteine gegen die Annahme zu sprechen, dass es sich hier um echte Contactbildungen handelt. Thatsächlich wurden sie dafür, wie auch Traverso selbst ganz objectiv zugibt, von keinem der das Ossolagebiet behandelnden Forscher gehalten. Nur Cesare Porro[1]) scheint sich gleichfalls im Sinne der Traverso'schen Anschauung auszusprechen.[2]) Er beschreibt die betreffenden Gesteine, die er als „Sericitschiefer" bezeichnet, ausführlich auf pag. 393 bis 395, hebt hervor, dass sie mit Sericitgneissen[3]) und Biotitgneissen durch Uebergänge verknüpft und in der Nähe der basischen Eruptivgesteine oft reich an feinen Nadeln faseriger Hornblende sind. Auf pag. 415 wird gesagt: „Wenn man also die Concordanz der Kalke in dem Sesiagneiss und Sericitschiefer für erwiesen ansieht, muss man zu dem Schlusse kommen, dass die Sericitschiefer nicht einem besonderen Horizont entsprechen, sondern nur eine locale Modification des Sesiagneisses sind." Auf pag. 419 endlich wird angegeben, dass die „Sericitschiefer" von Rolle und Taramelli „für eine jüngere, auf dem Sesiagneiss auflagernde Formation" gehalten wurden, während sie „nach Traverso dem Sesiagneiss angehören und als Contactzone aufzufassen sind . . . . . Indem ich mich bezüglich dieser Gesteine den Ansichten Traverso's anschliesse, gehe ich nunmehr zur speciellen Besprechung der basischen Gesteine über." Dieser Ausdruck ist nun aber, wie ich einer freundlichen Privatmittheilung des Herrn Doctor Porro entnehme, nicht in dem Sinn aufzufassen, als ob Porro die „Sericitschiefer" für echte Contactbildungen der basischen Eruptivgesteine halte. Er wollte damit lediglich ihre räumlichen Beziehungen zu den letzteren ausdrücken und ist der Meinung, dass es sich möglicher Weise nur um allerdings an

[1]) Geognostische Skizze der Umgebung von Finero (Cannobina-Thal). Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1896, Bd. 47, pag. 377—422.

[2]) L. c. pag. 419.

[3]) Identisch mit den hier provisorisch als Phyllitgneissen bezeichneten Gesteinen.

die Nähe der Eruptivgesteine gebundene dynamometamorphe Modificationen des Sesiagneisses handelt. Ich möchte dem hinzufügen, dass das ganze Aussehen der mir von Herrn Doctor Porro freundlichst gezeigten Handstücke jedenfalls viel mehr für diese Deutung spricht, als für die Hypothese einer Contactmetamorphose. Denn thatsächlich vereinigen die betreffenden phyllitischen Gesteine eine Reihe von Charakteren in sich, wie sie echten Contactgesteinen vollständig fehlen. Sie sind nach Traverso (pag. 98 und an vielen anderen Orten) sehr reich an Limonit, grünlichem Sericit und Chlorit und werden stellenweise geradezu als „idromicascisti di contatto" bezeichnet. Als charakteristische Phänomene dieser „Contactmetamorphose" werden die Umwandlung des Biotits in Chlorit, die Zersetzung des Feldspaths in Caolin und die „rubefazione" der Contactgesteine „per grande produzione di limonite" angeführt. Diese Erscheinungen scheinen mir nun keineswegs ein Beweis für echte Contactmetamorphose zu sein. Ich wäre eher geneigt, wenn sie wirklich auf die Nähe des Contactes beschränkt sein sollten, sie als durch das Zusammentreffen verschiedenartiger Lösungen an den Gesteinsgrenzen stärker vorgeschrittene Verwitterung aufzufassen, vielleicht aber auch in ihnen dynamometamorphe Gesteins-Modificationen zu erblicken, die sich durch scheerende Bewegungen an der Grenze zwischen zwei verschiedenen und deshalb dem Gebirgsdruck verschiedenartigen Widerstand entgegenstellenden Gesteinsmassen herausgebildet hätten. Freilich spricht Traverso auf pag. 100 auch von einer „caratteristica struttura di contatto". Indessen ähnelt diese, wenigstens nach den mir zugänglichen Schliffen zu urtheilen, in keiner Weise den contactstructuren der von den sächsischen Geologen und mir beschriebenen contactmetamorphen Gebilde. — Auch die Erhaltung der äusserst feinen Schieferung dieser phyllitischen Gesteine in der unmittelbaren Nähe des Contactes scheint mir gegen die Annahme einer echten Contactmetamorphose zu sprechen.

Kaum anders kann ich mich über die „Contacterscheinungen" in den übrigen mir zur Verfügung gestellten Gesteinen äussern. Auf pag. 125 wird ein „micascisto di contatto" von Selasca bei Intra beschrieben. Die Contactmetamorphose soll von schwarzen Porphyritgängen hervorgebracht sein. Ich würde indessen nach dem mikroskopischen Befund das Gestein ganz einfach als einen sehr feinkörnigen, granatführenden Biotitgneiss bezeichnen und verstehe auch nicht recht,

warum der Quarz als „rigenerato" aufgefasst werden soll. Auch in dem „calcare di contatto" von Cortenovo (pag. 105) kann ich nicht zugeben, dass die Durchbohrung des Calcites durch Einschlüsse anderer Mineralien zur Annahme einer eigentlichen Contactstructur nöthige.

Der zweiten Gruppe von Contacterscheinungen, welche sich durch Granitisirung des Gneisses (wohl im Sinne Michel-Lévy's und anderer französischer Petrographen) äussern soll, stehe ich zwar nicht absolut skeptisch gegenüber, doch muss ich bekennen, dass mich die Untersuchung eines Schliffes des bereits citirten „gneiss granitizzato" von S. Rocco, Mergozzo (pag. 116—117) noch nicht von der Richtigkeit der von Traverso gegebenen Deutung überzeugt.

Wichtiger scheint mir das von Traverso angegebene Vorkommen von seltenen und häufig für die Contactmetamorphose charakteristischen Mineralien in einigen seiner Contactgesteine zu sein, wie z. B. das Vorhandensein von hellviolett gefärbtem Cordierit im Gneiss von Cursolo (alta Valle Cannobina) in einer von dioritischen Gesteinen eingeschlossenen Scholle. — In einem angeblich von einer „granulite" metamorphosirten Biotitgneiss werden pag. 118 Sillimanit, Disthen und Staurolith aufgeführt; pag. 96 werden Sphen, Sillimanit, Granat und gelber Turmalin als Contactmineralien in umgewandelten Gneissen genannt. Doch habe ich in den mir zur Verfügung gestellten Schliffen allerdings niemals Disthen oder Staurolith gesehen und mich auch nicht davon überzeugen können, dass Sphen als Contactmineral auftritt. Dagegen fand ich in einem auf pag. 126 beschriebenen Schliffe von „Micascisto fillitico. Mottarone" Schnitte von unzweifelhaftem, wenn auch meist zersetztem Andalusit. [1])

Sehr interessant sind die von Traverso ausführlich beschriebenen Verhältnisse am Contacte eines „Granulit"-Ganges im Amphibolit von Selva Pallanzeno. [2]) Traverso gibt an, dass der dünne „Granulit"-Gang nahe am Contact mit dem Amphibolit mit einem Male reichlichen Sphen aufnimmt, während der Amphibolit am Contacte enorm reich an gelbem Turmalin wird. Beide Mineralien

[1]) Ein Querschnitt mit quadratischer Spaltbarkeit lässt eine negative Bisectrix austreten. Licht- und Doppelbrechung entsprechen sehr gut.

[2]) Pag. 135—137, 139, 164—165, Taf. II, Fig. 3.

werden daher ausdrücklich als Contactmineralien bezeichnet. Etwas Turmalin findet sich übrigens auch in dem „Granulit" in der Nähe des Contactes, während der Sphen auch als ein charakteristischer und nicht seltener Gemengtheil des normalen Amphibolites aufgeführt wird. In dem „Granulit" wurden ausserdem auch noch etwas Epidot und Granat beobachtet.

Ich konnte Dank dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Ingenieur Traverso zwei Schliffe des normalen Amphibolits von Selva Pallanzeno und einen Contactschliff, der beide Gesteine umfasst, mikroskopisch untersuchen. Der eine der beiden Schliffe von „Anfibolite" war auffallend reich an optisch positivem Chlorit von schwacher Doppelbrechung. — In dem Contactschliff fand ich in dem „Granulit", ausser den Hauptgemengtheilen, Quarz und Feldspath, noch etwas Muscovit und Biotit, Granat und Epidot, wie das auch Traverso angibt. Gegen die Grenze des Amphibolites hin bildet sich eine Art Grenzzone heraus, die aus Quarz, Turmalin und einem eigenthümlichen Mineral besteht, dessen Bestimmung eine genauere Untersuchung erforderte, die weiter unten beschrieben werden soll. Dann stellen sich erst vereinzelte Hornblenden und mit diesen auch einzelne Titanitkörner, aber in ganz verschwindender Menge ein; und dann erst folgt der eigentliche Amphibolit, aus Hornblende, Plagioklas, Chlorit, dem eigenthümlichen Mineral der Grenzzone und ganz verschwindend wenig Titanit bestehend.

Der Turmalin hat schöne Zonarstructur. Sein Pleochroismus geht von ganz blassgelb bis zum gelblichen, mitunter bläulichen Braun. Das noch zu bestimmende Mineral ist farblos, hat kräftige Lichtbrechung und weist meist langgestreckte prismatische Formen, seltener kurze Querschnitte auf. Es besitzt deutliche Spaltbarkeit parallel der Längserstreckung der lang prismatischen Schnitte. Dem ganzen Habitus nach kann es sich nur um Pyroxen, Zoisit oder Epidot handeln. Die Pyroxene sind aber ausgeschlossen, da die Ebene der optischen Axen normal zur Verlängerung und Spaltbarkeit der Krystalle geht. Beim Zoisit sollte man erwarten, die Axenebene bald parallel, bald normal zur Längserstreckung der Krystalle zu finden, was nicht der Fall ist; und es bleibt daher nur der Epidot übrig. Ausserdem ist aber auch die Doppelbrechung, wie wir sehen werden, für Zoisit viel zu gross, obgleich sie ja nach

neueren Untersuchungen bei eisenreichen Zoisiten viel stärker werden kann, als wir bisher wussten.

Sehen wir nun, wie sich unser Epidot zwischen gekreuzten Nicols verhält. Es fällt da sofort auf, dass sehr viele Individuen zonaren Bau besitzen, der sich infolge verschiedener Stärke der Doppelbrechung durch verschiedene Interferenzfarben der einzelnen Schichten kundgibt. Gar nicht selten lässt sich ein am stärksten doppelbrechender Kern von zwei äusseren Zonen unterscheiden, von denen die äusserste die schwächste Doppelbrechung hat. In einem Schnitt eines Schliffes, in dem die Interferenzfarben eines gelbbraunen Turmalins in Verticalschnitten röthlichgelb der zweiten Ordnung zeigen und der Quarz bis zum Gelb erster Ordnung geht, fand ich einen Schnitt von Epidot, dessen innerer Kern das Blaugrün der dritten Ordnung, die äussere Zone aber nur das Gelb zweiter Ordnung aufweist. Nehmen wir die Differenz $\omega - \varepsilon$ im Turmalin zu 0·020 an, so folgt aus der schönen Tabelle von Michel-Lévy und Lacroix die Dicke des Schliffes zu höchstens 0·048 Millimeter. Die Farbendifferenz der Epidotlagen desselben Individuums entspricht aber dann einer Differenz in der Doppelbrechung von wenigstens 0·006, wahrscheinlich mehr. Da der Epidot in demselben Präparat überhaupt keine höheren Interferenzfarben aufweist als die schon angeführte des Kernes, obwohl zum Theil ganz sicher wenigstens annähernd klinopinakoidale Schnitte vorliegen, so folgt daraus weiterhin, dass der Epidot unseres Gesteines eine aussergewöhnlich niedrige Doppelbrechung hat, dass nämlich die Differenz $\gamma - \alpha$ 0·030 nicht überschreitet, während die Doppelbrechung der äusseren Zonen noch erheblich darunter bleibt. — In einem zweiten Schliffe, in dem der Quarz nur das Weissgrau erster Ordnung erreicht, und der demnach schwerlich dicker als 0·02 Millimeter sein dürfte, zeigen die Längsschnitte des Epidotes fast alle das eigenthümliche Blau der ersten Ordnung, einige annähernd klinopinakoidale Schnitte erreichen das Gelb zweiter Ordnung. Auch aus diesen Beobachtungen geht demnach hervor, dass der Epidot unserer Gesteine ein aussergewöhnlich schwach doppelbrechender ist, und dass er ausserdem eine sehr deutliche isomorphe Schichtung besitzt, die offenbar durch geringeren Eisengehalt der äusseren Schichten bedingt wird. Die äusseren Zonen dürften somit eine dem Zoisit ähnliche chemische Zusammensetzung haben und unterscheiden sich von den Kernen zwar nicht wie der Zoisit im

Krystallsystem, aber doch ebenfalls durch viel geringere Doppelbrechung. Genauere Untersuchungen habe ich mit dem mir vorliegenden Materiale nicht anstellen können. Doch stehen meine Beobachtungen im besten Einklange mit denen von Michel-Lévy[1]), Ramsay[2]), E. H. Forbes[3]) und Weinschenk.[4]) Ob die äusseren Schichten wirklich noch dem Epidot und nicht vielmehr bereits dem Klinozoisit angehören, liess sich nicht entscheiden, ist aber ebenso unwesentlich wie die Frage, ob der rhombische Pyroxen eines Norites Hypersthen oder Bronzit ist. Wichtiger ist die Thatsache, dass die Doppelbrechung constant nach aussen abnimmt.

Ich habe diese Verhältnisse so ausführlich behandelt, weil sie petrographisch wie mineralogisch ein gewisses Interesse verdienen. Kehren wir aber jetzt zu der geologischen Bedeutung der geschilderten Thatsachen zurück, so scheint es mir noch immer nicht hinreichend festgestellt, dass es sich um echte Contactmetamorphose handelt. Das allerdings auffällig reichliche Auftreten des Turmalins mit Quarz und dem gleichfalls sehr reichlichen Epidot in einer besonderen Grenzzone, von der es mir persönlich wahrscheinlicher ist, dass sie zu dem „Granulit" als zu dem Amphibolit gehört, ist kein Beweis für echte Contactmetamorphose. Der Epidot findet sich in grosser Menge auch in dem Amphibolit, der Turmalin, obwohl in kleinerer Menge, auch in dem centralen „Granulit". Der Titanit aber ist in den mir vorliegenden Schliffen jedenfalls nicht in grösserer Menge vorhanden als im normalen Amphibolit. Vielleicht ist das Auftreten des Turmalins durch pneumatolytische Vorgänge zu erklären, wie das auch Struever[5]) für gewisse andere Vorkommnisse des Turmalins in Piemont für möglich erklärt hat.

Fassen wir die Resultate der vorstehenden Ausführungen zusammen, so scheint es mir sicher zu sein, dass das Bavenoër Granitmassiv eine Contactmetamorphose hervorgebracht hat. Denn wenn auch aus der weiteren Umgebung dieses Massivs hochkrystalline, seltene Mineralien führende Schiefer bekannt

---

[1]) Bull. Soc. minéral. de France, 1884.
[2]) Neues Jahrb. f. Min., 1893, I, pag. 111—122.
[3]) Zeitschr. f. Kryst., 1896, Bd. XXVI, pag. 138—142.
[4]) Ibidem, pag. 156—177.
[5]) L. c. pag. 32 des Abdruckes.

sind, wie z. B. der von Artini[1]) beschriebene Staurolith-Granat-Glimmerschiefer südlich vom Lago d'Orta und der von Porro (l. c.) beschriebene Staurolith-Glimmerschiefer in der Valle Loana am östlichen Abhang des Monte Group, so ist doch erstens der Ursprung dieser beiden Gesteine noch ganz unbekannt; und zweitens fehlen Andalusit- und Cordieritgesteine, wie wir sie am Contacte des Granites bei Baveno selbst, auf dem Mottarone und in der Val Pellino in der Gegend des Ortasees antrafen, in dem benachbarten Grundgebirge vollständig. — Ob freilich die von Traverso und Porro ausführlich beschriebene Zone basischer Gesteine (Diorite, Gabbro's) eine echte Contactmetamorphose hervorgebracht hat oder nicht, ob die Aplit- und Pegmatitgänge ihre Nebengesteine beeinflusst haben, das scheint mir noch nicht mit genügender Sicherheit festgestellt zu sein.

Für die Beurtheilung der übrigen schon erwähnten, mit dem Bavenoër Granit durch die Art der topographischen Anordnung, die Richtung ihrer Haupterstreckung und räumliche Nähe als verwandt erkennbaren granitoiden Massen Piemonts ist natürlich der im Vorstehenden geführte Beweis der eruptiven Natur des Bavenoër Granites sehr wichtig, da er kaum einen Zweifel über die eruptive Natur auch der übrigen verwandten Massen zulässt. Ausserdem ist aber auch für eine von diesen durch eine verdienstvolle Arbeit Traverso's[2]) der sichere Beweis der eruptiven Natur gegeben. Es ist dies der syenitische Kern von Traversella-Brosso. — Traverso beobachtete ausser zahlreichen Schlierenknödeln auch echte Einschlüsse von Schiefern in dem Syenit (pag. 4 des Separatabdruckes). Er wies nach, dass der Syenit stets scharf an den schiefrigen Nebengesteinen abschneidet, und dass er die Glimmerschiefer bis auf eine Entfernung von 100 Metern metamorphosirt habe. Makroskopisch werden als Zeichen dieser Metamorphose hervorgehoben eine gleichförmige, intensiv graubraune Farbe des veränderten Gesteines, compactere Structur und splitteriger Bruch oder unregelmässige Zerspaltung des Gesteines. Nahe am Contact soll jede Spur von Schieferung verschwinden. — Freilich bin ich auch hier in der Deutung des mikroskopischen Befundes nicht ganz zu den Resultaten gelangt wie

[1]) Giorn. di Mineralogia, 1893, pag. 244—245.

[2]) Ricerche geognostiche e microscopiche su alcune rocce dell'alto Canavese. Atti Soc. Ligustica Scienze Nat. Genova 1894.

mein Freund, Herr Ingenieur Traverso, dessen liebenswürdigem und wahrhaft wissenschaftlichem Entgegenkommen ich es verdanke, auch von diesen Contactbildungen eine Reihe seiner Originalschliffe haben studiren zu können. Doch scheint auch mir eine unleugbare echte Contactmetamorphose vorzuliegen. So sah ich einen Schliff eines „Micascisto di contatto" von Verna Brosso (l. c. pag. 20), der mir ein charakteristischer Hornfels zu sein scheint. Er enthält viele kleine rundliche bis rechteckige Körner eines farblosen, schwach licht- und doppelbrechenden, optisch zweiaxigen Minerales, in dem die grössere Längserstreckung der Rechtecke der Richtung der grösseren Elasticität entspricht. Auch treten Zwillinge auf, deren Zusammensetzungsflächen gleichfalls der grösseren Erstreckung der Rechtecke parallel verlaufen. Das Mineral zersetzt sich erst in ein gelbliches, sehr schwach doppelbrechendes Product, später in sericitische faserige Gewebe und gehört zweifellos zum Cordierit. Ausser diesem sind die wichtigsten Gemengtheile Feldspath, und zwar sicher viel Orthoklas, ferner Biotit und Quarz. — Accessorisch sah ich Apatit, Eisenerzkörnchen, die gern von einem Biotithofe[1]) umgeben sind, Rutil (?primär?) in grossen unregelmässigen Körnern, gleichfalls mit Biotithöfen und optisch isotropem Granat. — Sillimanit und Zoisit habe ich hingegen nicht finden können. Der Chlorit scheint mir secundär zu sein. — Interessant ist, dass der Orthoklas mitunter unglaubliche Mengen von winzig kleinen parallel angeordneten Biotitblättchen umschliesst, die durch ihren lebhaften Pleochroismus (zwischen rothbraun und hellgelb) erkennbar sind. Ich möchte das Gestein als einen Hornfels-Cordieritgneiss bezeichnen.

Ein „Micascisto di contatto" von Pra rotondo (Brosso) ergab auch mir in Uebereinstimmung mit Traverso (pag. 19) das Vorhandensein von Quarz, Biotit, Feldspath (und zwar überwiegend Orthoklas) als wesentliche, Eisenerz, Titanit, Granat, Spinell, Apatit als accessorische Gemengtheile. Der Quarz ist dem Feldspath gegenüber idiomorph. Ich würde das Gestein als einen spinellführenden Hornfelsgranatgneiss bezeichnen.

---

[1]) Solche, von Biotithöfen umgebene Eisenerzkörnchen (meist oder immer Ilmenit) fanden wir als charakteristische Contactbildungen im Verlaufe dieser Arbeit bereits bei Klausen und in den Contacthöfen der Quarzglimmerdiorite der Val Moja und der Val Rabbia bei Rino, vergl. pag. 218. dieser Arbeit.

Der „Micascisto di contatto“ von Pra Vico (l. c. pag. 21) ist reich an Feldspath und scheint mir, seiner Structur nach zu urtheilen, gleichfalls ein Contactgebilde zu sein. Doch würde ich ihn auf Grund seines Feldspathgehaltes als „Hornfelsgneiss“ bezeichnen. Sillimanit und Zoisit sah ich nicht unter den accessorischen Gemengtheilen, dagegen Apatit.

Da nach Traverso's Schilderung diese Gesteine sich schon makroskopisch von den entfernteren, normalen krystallinen Schiefern wesentlich unterscheiden und da in diesen auch weder Spinell noch Cordierit bekannt sind, so dürfte es in der That unzweifelhaft sein, dass die betreffenden Gesteine als Contactbildungen aufzufassen sind.

Was die Lagerungsform und das Alter der piemontesischen Granite betrifft, so fehlt es noch sehr an verwertbaren Daten. Am Steinbruche bei Baveno sind die Schiefer am Primärcontact weniger steil geneigt als die Grenzfläche der Hauptmasse[1]), verflächen aber in derselben Richtung wie die Grenzfläche und streichen ungefähr der Hauptausdehnung der Masse parallel. In Traversella ist dagegen nach Traverso das Streichen der Syenitmasse normal zum Streichen der krystallinen Schiefer (l. c. pag. 1). Doch schmiegen sich diese (pag. 11) in der unmittelbaren Nähe des Contactes einigermassen der Grenzfläche an. Auch ihr Fallen entspricht meistens dem Fallen der Grenzfläche, hat aber gewöhnlich andere Winkelwerte. Diese Beobachtungen, sowie die über die übrigen piemontesischen Granitmassen gemachten reichen nicht aus, um mit Sicherheit die Lagerungsform unserer Kerne festzustellen, umsomehr als es überhaupt noch nicht festgestellt ist, inwieweit die Unregelmässigkeiten in der Lagerung primär sind oder von späteren orogenetischen Bewegungen abhängen. Auch hinsichtlich des Alters kennen wir nur wenig verwertbare Beobachtungen. Die wichtigste ist die, dass in den klastischen Ablagerungen des Paläozoicums, Mesozoicums und älteren Tertiärs Gerölle unserer granitoiden Massen bisher wenigstens nicht aufgefunden zu sein scheinen. Besonders wichtig ist es, dass mein verehrter Freund, Herr Professor C. F. Parona in Turin, wie er mir freundlichst mittheilt, auch in den Lias-Conglomeraten von Gozzano, einer wenig südlich vom Ortasee, also unmittelbar südlich von dem ausgedehntesten

[1]) Wenn man von den Apophysen absieht.

unserer Granitmassive gelegenen Localität, Granitgerölle niemals sah. Dieser negative Befund ist bedeutsam, besonders wenn man daneben hält, dass Parona, wohl der beste Kenner der Ablagerungen von Gozzano, mir ausdrücklich schreibt, dass er grosse und kleine Gerölle der gleichfalls in der Nachbarschaft anstehenden Porphyre, sowie seltene kleine Gerölle von grauem Kalkstein fand. Auch in den an der Basis der Trias liegenden Conglomeraten der freilich schon östlich vom Lago Maggiore gelegenen Val Gana treten Gerölle der Quarzporphyre auf, während Granitgerölle [1]) bisher wenigstens nicht bekannt sind. Diese Thatsachen reichen aber weder aus, um ein junges Alter unserer granitischen Gesteine festzustellen, noch um ihnen, wie das gewöhnlich conventionell geschieht, ein sehr grosses geologisches Alter zuzuschreiben. Das eine ist ebensogut, wie das andere möglich. Gerade deshalb muss aber hervorgehoben werden, dass bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse die Intrusion der behandelten piemontesischen Granite und Syenite ebensogut am Ende der azoischen Periode wie im Anfange der tertiären Epoche stattgefunden haben kann.

Schluss.

Die im Laufe dieser Arbeit behandelten wissenschaftlichen Fragen und topographischen Gebiete sind zu zahlreich und der noch zur Verfügung stehende Raum zu spärlich, als dass ich hier noch einmal die Ergebnisse zusammenfassen könnte. Ich will nur ganz kurz einige wenige Hauptresultate hervorheben. — Von all den zahlreichen granitischen Kernen der Südalpen, die wir von der Grenze Ungarns bis weit nach Piemont hinein verfolgt haben, hat sich jeder einzelne als eine intrusive, unterirdisch erstarrte Masse erwiesen. [2])

[1]) Gerölle des eigenthümlichen rothen granitähnlichen Gesteins der Val Gana sollen sich darin finden. Doch ist dies sicherlich nur eine Facies der permischen Quarzporphyre und kein echter Granit. Vergl. Harada, N. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. II.

[2]) Diese Anschauung ist in den letzten Jahren auch für zahlreiche andere alpine Kernmassen ausgesprochen worden, z. B. für die des Mont Blanc, des Venediger, des Granatkogel (vergl. die Arbeiten von Duparc und Mrazek, Löwl, Weinschenk u. A.). Sie dürfte bald wieder die herrschende werden.

Es finden sich darunter echte Lakkolithen, echte Stöcke und Uebergangsglieder zwischen Stock und Lakkolith. Nur von einigen wenigen Kernen gelang es nicht mit Sicherheit auszuschliessen, dass sie als Vulcannarben aufzufassen seien. Wahrscheinlich aber ist es, dass kein einziger von ihnen in directer Beziehung zu Vulcanen stand. All die Massen, bei denen eine eingehende petrographische Untersuchung der Nebengesteine stattfand, erwiesen sich umgürtet von mehr oder weniger bedeutenden Contacthöfen. Die Contactbildungen [1]) selbst zeigen auf grosse Erstreckungen hin überraschende petrographische Aehnlichkeit, wofern das metamorphosirte Urmaterial ähnlich war; sie sind auch lagenweise innerhalb desselben Contacthofes und an derselben Stelle ganz verschieden, wenn das Urmaterial verschiedenartig war. — Wir sahen, dass ein geotektonisches Phänomen im Stande ist, gleichzeitig die Intrusion von Stöcken und Lakkolithen hervorzurufen, die, nach einem bestimmten Plane angeordnet, schon dadurch erkennen lassen, dass kein wesentlicher Unterschied zwischen ihnen besteht. Die periadriatischen Kerne verdanken ihre Entstehung wahrscheinlich einer alttertiären kräftigen Einsenkung des rings um das Nordende der Adria gelegenen Bruchfeldes. Die Veltliner und Engadiner Kerne scheinen sehr alt zu sein. Für die piemontesischen Kerne und den Quarzglimmerdioritstock der Val Sassina lässt sich die Intrusionsepoche bis jetzt nicht sicher feststellen. Sie könnten sehr alt sein; sie können aber auch ebensogut selbst dem Tertiär angehören.

Ich kann diese Arbeit nicht beschliessen, ohne hervorzuheben, dass ich selbst ihre Mängel und Unvollkommenheiten klar erkenne. Die ungleichartige Behandlung der einzelnen Gebiete, von denen mir bald überreichliches eigenes, bald nur fremdes Beobachtungsmaterial vorlag, die bald breite und in's Einzelne gehende, bald flüchtige, bald endlich (Adamello [2]) ganz fortgelassene petrographische Be-

---

[1]) Es war im Laufe dieser Arbeit nicht möglich, eingehend die oft bedeutsame Rolle zu besprechen, die die Dynamometamorphose bei der Herausbildung des jetzigen Habitus der Contactgesteine hat. Es kann gar nicht zweifelhaft sein, dass die Druckerscheinungen in vielen Fällen wieder anscheinend normale „krystalline" Schiefer aus den Contactbildungen hervorzubringen bemüht sind, insbesondere phyllitähnliche sericitische Gesteine.

[2]) Die petrographische Beschreibung der Adamello-Contactgesteine wird sehr bald in besonderen Abhandlungen erfolgen.

schreibung der Gesteine, die unvollständige Ausnützung der allerdings ausserordentlich ausgedehnten und zerstreuten Literatur[1]) bedingen Schattenseiten und Fehler, die nur durch weitausgedehnte Reisen, Jahre lange Fortsetzung der Laboratoriumsarbeiten und wesentliche Vergrösserung des Umfanges der Abhandlung hätten beseitigt werden können. Ich will mir auch nicht verhehlen, dass manche der von mir als sicher oder wenigstens als wahrscheinlich angesehenen Ergebnisse anderen hypothetisch erscheinen und vielleicht durch glückliche Funde als falsch erwiesen werden können. Doch habe ich die Thatsachen stets von den Schlussfolgerungen zu trennen gesucht und bitte deshalb die Fehler und Mängel meiner Arbeit zu entschuldigen.

[1]) Ich führe zu meiner Entschuldigung auch an, dass ich mir manche Bücher und Zeitschriften in Pavia entweder gar nicht oder doch nur mit grosser Mühe verschaffen konnte.

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung. **Veranlassung zu der vorliegenden Arbeit,** pag. 109. **Bei der Untersuchung verwendete Kriterien,** pag. 110. **Kritik der Löwl'schen Angaben über den Adamello,** pag. 111 (Kuppelform, Metamorphose postcarbonischer Schichten, Campellioverwerfung, gneissiger Tonalit). **Lakkolithen,** pag. 132 (Batholithen, Aufschmelzungsmassen, Vulcannarben u. s. w.). **Nomenclatur der Contactbildungen,** pag. 143.

Hauptttheil. **Beschreibung der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.** *A. Randbogen.* I. Adamello, pag. 150 (Beweis der unterirdischen Erstarrung. Anschmiegung der Schichten an die Contactfläche. Lakkolithstock oder Stocklakkolith. Alter). II. Iffingerkern, pag. 176. III. Rieserfernergruppe, pag. 181. IV. Gänge des Iselthales, pag. 183. V. Polinikgänge, pag. 183. VI. Eisenkappel-Schwarzenbach, pag. 184. VII. Gänge von Prävali, pag. 186. VIII. Bachergebirge, pag. 187. Zusammenfassung der Ergebnisse, pag. 192. — *B. Die centralen Massen.* I. Cima d'Asta, pag. 194. II. Tesobokern, pag. 211. III. Klausen, pag. 212. IV. Predazzo und Monzoni, pag. 233. Zusammenfassung der Ergebnisse über alle periadriatischen Massen, pag. 241.

Anhang. **Ueber einige ausserhalb des periadriatischen Senkungsgebietes gelegene granitisch-körnige Massen.** I. Granit der Val Trompia, pag. 244. II. Veltliner und Engadiner Kerne, pag. 245 (Leprese-Sondalo, Brusio-Val Fontana, Pizzo di Campo, Pontresina). III. Granitische Massen westlich der Adamellogruppe, pag. 252 (Val Sassina, Baveno und andere piemontesische Kerne).

Schluss. Einige Hauptergebnisse, pag. 281. Inhaltsverzeichnis, pag. 284.

VI. Notizen.

Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspathen und Augiten.

(Mit 2 Figuren.)

Wenn man im centralen Kaukasus entlang der grusinischen Militärstrasse von Wladikawkas in südlicher Richtung im Thale des Terek die verschiedenen Kalkzonen, weiter die dunkelgrauen Posidonienschiefer und die grauschwarzen, paläozoischen Schiefer passirt hat, so trifft man bekanntlich kurz vor der Poststation Neu-Lars auf Phyllit, welcher weiter südlich von verschiedenartigen Eruptivgesteinen durchbrochen wird. So tritt südlich Neu-Lars Granitit mit Kataklas, structur auf. Der Granitit wird von zahlreichen Gängen eines Diabasgesteins mit zum grössten Theil amphibolisirtem Augit durchsetzt. Ferner breiten sich beim Dorfe Kasbék, bei Kobi, zwischen Gudaur und Mleti und an vielen anderen Orten mächtige Ströme von grau oder roth gefärbtem Hypersthen-Andesit aus. Zwei Fahrstunden südlich von Neu-Lars springt neben der Strasse eine Basaltkuppe recht auffällig in die Augen. Das Gestein ist säulenförmig abgesondert, mit strahliger Anordnung der Säulen. Auch in der wildromantischen Darialschlucht setzt nördlich von der Station Kasbék Basalt in Form von Gängen auf.

In folgenden Zeilen soll nur kurz über diese zwei Basaltvorkommen berichtet werden, weil deren Gestein ungewöhnliches Interesse erregt. Das Gesteinsmaterial wurde bereits vor Jahren während einer mit meinem Freunde Franz Heger (Wien) gemeinsam ausgeführten Durchquerung des Kaukasus gesammelt.

Die Basalte der genannten Localitäten sind Quarzbasalte. Aus dichter, schwarzer Grundmasse treten grosse, weisse Quarze und Krystalle von Feldspath hervor. Die Quarze zeigen infolge magmatischer Einwirkung Abrundung und Einbuchtungen. Runde Glaseinschlüsse sind nicht selten. Ihr Rand ist mit den bekannten Augitkränzen versehen. Die mikroskopische Untersuchung zeigt noch das porphyrische Auftreten von corrodirter Hornblende, von Augit und Olivin, welche in einer aus Feldspathleisten, Augit, Magnetit und aus viel Glasbasis bestehenden Grundmasse eingebettet liegen.

Das grösste Interesse lenken die porphyrischen Plagioklaskrystalle auf sich Viele derselben zeigen die gleiche schöne Zonarstructur wie die Feldspathe mancher Andesite. Ferner besitzen die meisten einen relativ saueren Kern mit abgerundeten Contouren, der von einer basischeren Rinde umgeben ist. Kern und Rinde setzen scharf gegen einander ab (Fig. 1). Die Rinde erweist sich allenthalben stärker lichtbrechend als der Kern. Auslöschungen in Kern und Rinde gänzlich verschieden. In der Rinde ist wiederum gegen den äussersten Rand mit Sicherheit eine Anreicherung von Albitsubstanz zu constatiren. Bei der Ausbildung der Rinde fand demnach das normale Wachsthum der Basaltfeldspathe statt, während der Kern gegenüber der Rinde ein befremdendes, abnormales Verhalten zeigt. Zwillingslamellen setzen ohne Unterbrechung durch Kern und Schale.

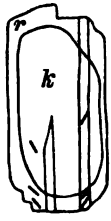
An Doppelzwillingen wurden folgende Auslöschungen bestimmt:

	1	1′	2	2′
Kern	− 18°	+ 24°	+ 22°	− 19°
Rinde (innere Schicht) . .	− 29°	—	+ 26°	—
Rinde (äusserster Rand) .	− 18°	+ 22°	—	—
Kern	+ 8°	− 30°	− 13°	+ 29°
Rinde	+ 10°	—	− 38°	+ 33°
Kern	+ 19°	− 25°	− 21°	+ 27°
	− 8°	+ 13°	+ 11°	− 13°

Der Kern würde darnach etwa die Zusammensetzung von $Ab_1\ An_1$ besitzen, während die innere Schicht der Rinde der Zusammensetzung von $Ab_2\ An_2$ sich nähert. Auch die Feldspathleisten der Grundmasse besitzen die Zusammensetzung eines Labradors von annähernd der gleichen Zusammensetzung wie die Schale der grösseren Ausscheidlinge.

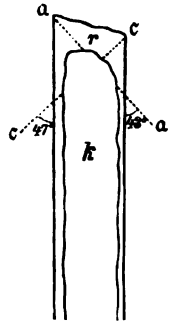
Neben basaltischen Augiten der gewöhnlichen Art finden sich ganz vereinzelt auch solche, deren Kern aus einem rhombischen Pyroxen (Hypersthen) besteht. Nur eine schmale Rinde von basaltischem Augit umgibt den rhombischen Kern. Der Kern löscht gerade aus, die Rinde zeigt die in nachstehender Fig. 2 gegebene optische Orientirung.

Fig. 1.



Feldspath mit scharf abgesetztem sauren Kern *(k)* und basischer Rinde *(r)*.

Fig. 2.



Augit mit Kern von Hypersthen *(k)* und Rinde von basaltischem Augit *(r)*.

Die angeführten Thatsachen stützen die von H. Rosenbusch (Mikrosk. Phys. d. mass. Gesteine, 3. Aufl., pag. 1026) vertretene Ansicht betreffend die Entstehung der Quarzbasalte in hervorragender Weise. Die in dem Basaltmagma als Fremdlinge erscheinenden Quarze, sauren Feldspathkerne und rhombischen Pyroxene entstammen einem andesitischen Magma, von welchem in der Tiefe eine gewisse Quantität dem Basaltmagma beigemengt worden ist.

Tetschen a. d. Elbe, April 1897. J. E. Hibsch.

Turmalinhornfels aus der Umgebung der Capstadt.

Nach meiner früheren Beschreibung der Granitcontactzone in der Umgebung von Capstadt[1]) musste man annehmen, dass dort — abgesehen von sehr spärlich und nur gelegentlich auftretendem Andalusit[2]) — keines der sonst für Contactzonen so charakteristischen Mineralien vorkomme. Dies ist jedoch nicht der Fall. Bei Gelegenheit einiger neuerdings ausgeführten ergänzenden Untersuchungen fand ich unter den bei Seapoint vom Granit eingehüllten und veränderten Schiefereinschlüssen einen typischen Turmalinhornfels, welcher im folgenden kurz beschrieben werden mag.

In dem feinkörnigen Gestein lassen sich unter der Lupe bräunlichschwarze glänzende Körner und 1—2 Millimeter grosse, weisse, fein-zuckerkörnige Partien unterscheiden. Das gleiche weisse Mineral bildet innerhalb des sonst regelloskörnigen Einschlusses annähernd parallel verlaufende zusammenhängende Lagen von mehreren Millimetern Dicke und lässt sich hier als feinkörniger Quarz bestimmen.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass die dunklen Körner aus Turmalin bestehen, und dass ausser Quarz sich nur noch Eisenerz (Magnetit und Eisenhydroxyd) in geringer Menge an der Zusammensetzung betheiligt, während Feldspath vollständig fehlt. Der Quarz erweist sich als sehr arm an Einschlüssen, unter denen einige zierliche Turmalinmikrolithe erwähnenswert sind; er bildet feinkörnige Aggregate, zuweilen durchflochten von äusserst zarten, sericitisch aussehenden Häuten. Der Turmalin zeigt durchweg stark lückenhaftes Wachsthum und mit wenigen Ausnahmen ganz unregelmässige, oft lappige Begrenzung; doch liess sich an einigen Schnitten senkrecht zur Hauptaxe das Vorkommen des trigonalen Prisma, sowie optische Einaxigkeit mit negativem Charakter der Doppelbrechung feststellen. Der ausserordentliche Strahl erscheint lichtgelb, in Mikrolithen fast farblos, der ordentliche kräftig braun; die Stärke der Absorption ist aber immerhin für Turmalin mässig. Nach der Schätzung auf Grund einer unvollständigen Analyse besteht der Hornfels zu einem Drittel aus Quarz, zu zwei Drittel aus Turmalin, welcher ziemlich eisenreich ist, und in welchem das Magnesia-Eisensilicat und das Alkalisilicat annähernd gleich vertreten sind.

Auch in einigen der schon früher untersuchten und beschriebenen makrokrystallinen Einschlüsse aus dem Granit von Seapoint und vom Fusse des Lions Head habe ich bei der erneuten Durchmusterung etwas Turmalin aufgefunden, welcher sich leicht übersehen liess, da seine Färbung nur wenig von derjenigen des begleitenden und sehr stark vorherrschenden Biotit abweicht. Man wird jedenfalls alle knotenfreien, makrokrystallinen Einschlüsse im Granit als echte Hornfels-

[1]) Geognostisch-petrographische Skizzen aus Süd-Afrika. Jahrbuch f. Mineralogie etc. 1874, 477—503.

[2]) H. Rosenbusch, Die Steiger Schiefer und ihre Contactzone an den Granititen von Barr-Andlau und Hohwald. Abhandl. z. geolog. Specialkarte von Elsass-Lothringen. 1877, I, 214—215.

bildungen auffassen können, so dass auch am Cap der guten Hoffnung letztere das höchste Stadium der Metamorphose darstellen, wie dies schon von Rosenbusch hervorgehoben worden ist.[1])

Bei der für die nächste Zeit in Aussicht genommenen geologischen Aufnahme der Cap-Colonie wird sich ergeben, ob normale Hornfelse in der Contactregion des dortigen Granit reichlicher vorhanden sind, als es nach dem von mir gesammelten Material der Fall zu sein scheint.

E. Cohen.

Sylvanit von Kalgoorlie.

Am 13. und 14. November 1896 hat der Bergingenieur Modest Maryanski im Great Boulder Main Reef bei Kalgoorlie, Hannan's District, Westaustralien, bei Befahrung der Grube im Nordgesenke 140 Fuss unter der Erdoberfläche und in einem Luftschacht in 158 Fuss Tiefe Tellurgold gefunden. Der 3 Fuss 2 Zoll bis 3 Fuss 9 Zoll mächtige Gang setzt in schiefrigem Diorit auf und ist vorwiegend mit Calcit, dunkelgrünem Quarz, Talk, goldhaltigem Eisenkies und Tellurgold gefüllt. Das Tellurerz durchsetzt die ganze Gesteinsmasse und umschliesst auch etwas gediegen Gold. An diesen Fund werden grosse Hoffnungen geknüpft, denn man nimmt nun an (siehe Zeitschrift für praktische Geologie, 1897, 72), dass im Hannan-Districte auch in grosser Tiefe reiche Erze vorkommen und dass die Reef-Formation im genannten Districte durch Verwitterung der Tellurerze entstanden sei.

Herr Hütteningenieur A. Gmehling übersandte mir zur näheren Untersuchung Proben dieses Tellurerzes. Bei der ersten sehr spärlichen Sendung sah man ein quarzig-glimmeriges Gestein, in welchem sich fein eingesprengt vorfanden: ein lichtstahlgraues metallglänzendes Mineral, ein eisenschwarzes metallglänzendes Mineral und Eisenkies. In dem Tellurerz konnte eben das Tellur nachgewiesen werden, eine weitere Bestimmung war ungenügenden Materials wegen unmöglich.

Die zweite Sendung brachte ein schönes Gangstückchen. Auf den Saalbändern des Gangstückchens sah man ein Schiefergestein von grünlichgrauer Färbung. Die Gangmasse selbst ist quarzig-schiefrig und führt ein Tellurerz, sowie Eisenkies. Das Tellurerz ist von silberweisser Farbe, zeigt lebhaften Metallglanz und auffallende vollkommene Spaltungsflächen nach einer Richtung. Die Härte beträgt $2^1/_2$, Gyps wird noch leicht geritzt; das Eigengewicht ist 8·14 und die chemische Zusammensetzung:

Tellur	58·63%
Gold	36·60 „
Silber	3·82 „
	99·05

Der Rest ist unlöslicher Rückstand und Eisen. Aus der Zusammensetzung berechnet sich folgendes Verhältnis:

[1]) l. c. 215.

$$\left.\begin{array}{ll} Au & \frac{36{\cdot}60}{196{\cdot}2} - 0{\cdot}186 \\ Ag & \frac{3{\cdot}82}{107{\cdot}66} - 0{\cdot}036 \end{array}\right\} 0{\cdot}222 - 1$$

$$Te \quad \frac{58{\cdot}63}{127{\cdot}7} - \qquad 0{\cdot}458 - 2{\cdot}06$$

Wir erhalten somit die Formel $(Au, Ag)\ Te_2$, welche dem Sylvanit zukommt. Eine dritte Sendung brachte das gleiche Tellurerz, also den Sylvanit, eingewachsen in grösseren Partien und Schnüren in dem chloritischen Schiefer von der Lake View Mine. Als Begleiter findet sich hier und gleicherweise auf der North Boulder Mine das sogenannte Mustard-Gold, ein metallglänzendes Gold, das vielleicht aus der Zersetzung des Tellurgoldes hervorging. Ein ferneres Stückchen von der Kalgoorlie Mine führte wiederum das eisenschwarze, lebhaft glänzende Erz, das wegen Mangel an Material nur qualitativ untersucht werden konnte und gleichfalls Tellur, Gold und Silber ergab; dieses Tellurerz ist durch muscheligen Bruch und durch das Fehlen von Spaltungsflächen ausgezeichnet.

Freiberg, 6. Mai 1897.

A. Frenzel.

Ueber ein Vorkommen von Bornit-Krystallen in Tirol.

Herr G. Gasser in Bozen übersendete mir einen in seinem Besitz befindlichen Bornit-Krystall, dessen kurze Beschreibung vielleicht das Interesse der Mineralfreunde erwecken möchte. Nach der den Krystall begleitenden Notiz wurde von Herrn Gasser bereits im Vorjahre das Vorkommen von Bornit auf der Frossnitzalpe nächst Virgen (Tirol, Gegend von Prägratten) constatirt, und ihm vor einigen Wochen durch einen seiner Sammler der in Rede stehende Krystall übermittelt. Zweifellos handelt es sich hier um dasselbe Vorkommen, welches E. Weinschenk in seiner Abhandlung: „Die Minerallagerstätten des Gross-Venedigerstockes in den Hohen Tauern" (Zeitschr. f. Krystallogr., Bd. XXVI, pag. 337) zuerst erwähnt hat: „Krystalle von Buntkupfererz, welche sich durch ganz ungewöhnliche Grösse auszeichnen, sind in den neuen Goldschürfen gefunden worden. Die Stelle, an welcher diese Vorkommnisse entdeckt wurden, die schon durch die Paragenesis von Buntkupfer und Gold interessant sind, habe ich nicht selbst kennen gelernt, sie liegt aber höchst wahrscheinlich in der Zone der Eklogite, wie auch als Fundort bald die Gastacher Wände, bald die Frossnitzalpe angegeben werden" (loc. cit. pag. 392).

Der lose vorliegende Krystall stellt ein nach einer Seite verlängertes, schlecht entwickeltes Deltoid-Ikositetraëder von einer Grösse dar, welche meines Wissens für Bornit ganz ungewöhnlich ist; er misst nämlich nach einer Axen-Richtung 5·6 Centimeter, nach den beiden anderen 4·2 Centimeter, respective 3 Centimeter. Durch Malachitbildung ist die Oberfläche meist glanzlos, schwärzlich-grün bis spangrün; die veränderte Schichte ist aber ganz dünn, da, wie einige beschädigte

Stellen zeigen, schon unmittelbar unter der Oberfläche die bekannte Farbe des Bornites zum Vorschein kommt. Es ist nur ein einziger Oktant gut kenntlich ausgebildet, die anderen sind sehr verzerrt, uneben etc.; mit der einen Seite des Krystalles sind kleine Calcit-Skalenoëder verwachsen, welche an einer Stelle eine circa 2 Millimeter grosse Partie gediegenen Goldes führen.

Leider gestattete die schlechte Ausbildung des Krystalles nur annähernde Messungen mit dem Anlegegoniometer, welche für den Winkel $hkk : khk$ zwischen 157° und 161° liegende Werte lieferten; hieraus ergibt sich, dass nicht das Deltoid-Ikositetraëder (211) vorliegt, welches 146° 27′ erfordern würde, sondern dass bei dem Krystall ein sich (322) näherndes oder damit vielleicht identisches Ikositetraëder auftritt; letzteres würde einen Winkel von 160° 15′ zeigen.

Zum Schlusse möchte ich noch darauf aufmerksam machen, dass der Krystall nicht, wie wir anfangs vermutheten, in Bezug auf Grösse und Ausbildung ein Unicum darstellt; Herr Adjunct Dr. A. Pelikan war nämlich so gütig, mich darauf aufmerksam zu machen, dass das naturhistorische Hofmuseum in Wien im Besitze eines ähnlichen Krystalles von derselben Fundstelle sei. Das freundliche Entgegenkommen des Leiters der mineralogisch-petrographischen Abtheilung, Custos Prof. Dr. Berwerth, setzte mich in den Stand, auch diesen Krystall einer Untersuchung unterziehen zu können. Er stellt ein schönes, regelmässig ausgebildetes Deltoid-Ikositetraëder von 4·3 Centimeter Durchmesser vor, wird ebenfalls von Calcit und gediegenem Golde, ausserdem auch noch von Albit begleitet und gab bei der Messung mit dem Anlegegoniometer folgende Werte:

$$hkk : khk = 155° 40'$$
$$kkh : kkh = 124° 20'$$

als Mittel aus je 10 Messungen, deren Maxima und Minima aber um circa 2° differiren.

Die Rechnung führt auf die Form (533), welche für die oben angeführten Winkel 155° 25′ und 125° 33′ verlangen würde.

Da Goldschmidt in seinem Index der Krystallformen, Bd. I, für Bornit nur die Formen (100), (101), (111) und (112) anführt, so ist sowohl (322) als auch (533) für Bornit neu. Das erstere Ikositetraëder halte ich für unsicher; seine Existenz müsste durch genauer messbare Krystalle festgestellt werden. (533) hingegen glaube ich als sicher nachgewiesen ansehen zu dürfen und bezeichne es mit dem Buchstaben *H*.

Mineralog.-petrograph. Univ.-Inst. Wien, Mai 1897.

Dr. A. Heimerl.

Zur Analyse des Arsenkieses von Sestrouñ.

Der Redaction ging folgende Zuschrift zu, welche zur Aufklärung des Sachverhaltes hier zum Abdruck gebracht wird. F. B.

In dem Aufsatz F. Katzer's, diese Mittheilungen, Bd. XVI, wird pag. 505 bei Mittheilung einer im chemischen Laboratorium der k. k. geolog. Reichsanstalt ausgeführten Analyse des Arsenkieses von Sestrouñ die Annahme ausgesprochen, dass entweder bei der Ausstellung der Analyse oder bei der Abschrift derselben Eisen mit Arsen verwechselt worden sei, da zufällig der Gehalt an Eisen in der Katzer'schen Analyse mit dem vom Laboratorium der Reichsanstalt gefundenen Arsengehalte annähernd gleich ist. Eine solche Verwechslung liegt nicht vor. Dagegen erklärt sich die Differenz der Arsengehalte sehr natürlich dadurch, dass Katzer ausgesuchtes Material verwendete, während im Laboratorium der Reichsanstalt eine Durchschnittsprobe verwendet wurde, die natürlich auch Gangart enthielt.

Die im chemischen Laboratorium der k. k. geolog. Reichsanstalt durchgeführte Analyse war eine amtliche zu technischen Zwecken ausgeführte Untersuchung, welche nur die technisch wichtigen Bestandtheile: Arsen, Gold, Silber berücksichtigte und ist daher mit Katzer's für wissenschaftliche Zwecke an ausgesuchtem Material durchgeführter Analyse überhaupt nicht vergleichbar.

Die von Herrn Dr. F. Katzer vermuthete Verwechslung von Eisen und Arsen liegt also durchaus nicht vor.

C. v. John,
Vorstand des chemischen Laboratoriums der k. k. geol. Reichsanstalt.

VII. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Ambronn H.: Farbenerscheinungen an den Grenzen farbloser Objecte im Mikroskop. — Ueber Pleochroismus pflanzlicher und thierischer Fasern, die mit Silber- und Goldsalzen gefärbt sind. — Ber. der math.-phys. Classe der kgl. sächsischen Gesellsch. d. Wissensch. Leipzig 1896.

Barlow W.: On Homogeneous Structures and the Symmetrical Partitioning of them, with Application to Crystals. — Mineralogical Mag. Vol. XI, Nr. 51.

Beckenkamp J.: Zur Symmetrie der Krystalle. 4. u. 5. Mittheilung. — Separatabdruck: Zeitschr. f. Krist. 1897, Bd. XXVII, H. 6.

Becker Geo. F.: Note on computing Diffusion. — American Journal of Science, Vol. III, April 1897.

Brugnatelli L.: Bemerkungen über die Krystallform der Adipinsäure und ihres Ammoniumsalzes. — Zeitschr. f. Kryst.

Busz K.: Krystallographische Untersuchung einiger organischer Substanzen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1897, Bd. I.

Fedorow E. v.: Beitrag zur Syngonielehre. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVIII, H. 1.

Grattarola Giuseppe: Banco ottico per la proiezione dei fenomeni d'interferenza nelle sostanze cristallizzate. — Rivista scientifica e industriale, Anno XXIX, n. 1 — Firenze.

Jaggar T. A.: A simple Instrument for inclining a Preparation in the Microscope. — American Journal of Science. 1897, Vol. III.

Koenigsberger J.: Ueber die Absorption von ultrarothen und ultravioletten Strahlen in doppelbrechenden Krystallen. — Inaug.-Diss. Leipzig 1897.

Kreutz F.: Aenderungen in einigen Mineralien und Salzen unter dem Einflusse von Kathodenstrahlen oder von Natriumdämpfen. — Separatabdruck: Anzeiger d. Akad. d. Wiss. in Krakau. März 1896.

Ludwig E.: Ueber die Emmaquelle in Gleichenberg (Steiermark). — Separatabdruck: Wiener klin. Wochenschr.

Miers H. A.: Individuality in the Mineral Kingdom. (Inaugural-Diss.) — „Nature", July 2, 1896.

Moses A. J. and Weinschenk E.: A simple Apparatus for the measurement of the indices of refraction of small Crystals by method of total reflection. — The School of Mines Quarterly. Nov. 1896, Vol. XVIII, pag. 13.

Rinne F.: Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin. — Neues Jahrb. f. Min. 1897, Bd. I.

Rosiwal A.: Neue Untersuchungsergebnisse über die Härte von Mineralien und Gesteinen. — Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1896.

Tenne C. A.: Ueber die Krystallform des Leonit aus den Steinsalzlagern von Leopoldshall. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1896.

Traube H.: Ueber die Krystallform optisch activer Körper. — Ber. d. Deutschen Chem. Gesellsch. 1897, Bd. XXX, H. 3.

Tutton A. E.: Ueber den Zusammenhang zwischen den krystallographischen Eigenschaften von isomorphen Salzen und dem Atomgewichte der darin enthaltenen Metalle. Die Volum- und optischen Beziehungen der Kalium-, Rubidium- und Caesiumsalze der monosymmetrischen Reihe von Doppelsulfaten $R_2M(SO_4)_2 . 6H_2O$. — Vergleichung der Resultate und Schlussfolgerungen über den Einfluss des Atomgewichts auf die krystallographischen Eigenschaften. — Ueber das Wesen der Einheit in der Krystallstructur. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVII, H. 2 u. 3.

Weinschenk E.: Ueber die Färbung der Mineralien. — Zeitschr. d. Deutschen Geol. Gesellsch. 1896.

Derselbe: Vergleichende Studien über die dilute Färbung der Mineralien. — Zeitschr. f. anorgan. Chemie. 1896, Bd. XII.

Wallerant F.: Sur un appareil permettant de mesurer les indices de refraction des minéraux des roches. — Comptes rendus. 8 Février 1897.

Derselbe: Sur la méthode de détermination des axes optiques de M. E. v. Fedorow. — Bull. de la Soc. française de Minéralogie. 1896, Bd. XIX, Nr. 8.

Derselbe: Calcul des constants optiques d'un mélange de substances isomorphes. Application aux Feldspaths. — Bull. de la Soc. française de Minéralogie. 1896, Bd. XIX, Nr. 6.

Mineralogie.

D'Achiardi Giovanni: Auricalcite di Campiglia maritima e Valdaspra. — Atti della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa. Memorie, Vol. XVI.

Derselbe: Note di Mineralogia Toscana I. Epsomite di Jano. — II. Cerussa di Valdaspra. — III. Geminato di Pirite di Carrara. — Processi verbali della Società Toscana di Scienze Naturali. Pisa 1897.

Bauer M.: Ueber das Vorkommen der Rubine in Birma. — Neues Jahrb. f. Min. 1896, Bd. II.

Brugnatelli L.: Sulla Linarite della miniera di S. Giovanni (Sardegna). — Rendiconti del R. Istituto Lombardo di sc. e lett. 1897, Vol. XXX, Serie II.

Caldéron S.: Plagioclasas Españolas.

Chaves F.: Sobre las inclusiones de los cristales de cuarzo dispersos en las rocas epigénicas de Andalucia. — Anal. de la Soc. Esp. de Hist. Nat. 1896, tomo XXV.

Fantappiè L.: Sul Peridoto in Paragenesi con Magnetite e Pirosseno nel Giacimento del Monte delle Croci presso Montefiascone. — Estr. d. Rivista di Min. e Crist. Ital. Vol. XVII.

Fedorow E. v.: Universalmethode und Feldspathstudien. I. Methodisches Verfahren. II. Feldspathbestimmungen. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVI, H. 3 u. Bd. XXVII, H. 4.

Foote H. W.: On the occurrence of Pollucite, Mangano-Columbite and Microlite at Rumford, Maine. — American Journal of Science. 1896. Bd. I.

Derselbe: Note on a New Meteorite from the Sacramento Mountains, Eddy Co., New Mexico. — American Journal of Science. 1897, Bd. III.

Merrill G. P.: An Occurrence of Free Gold in Granite. — American Journal of Science. April 1896, Vol. I.

Penfield S. L.: On Pearceite, a sulpharsenite of silver and on the crystallisation of Polybasite. — American Journal of Science. 1896, Bd. II.

Derselbe: Devices for the separation of minerals of high specific Gravity. — American Journal of Science. 1895, Vol. L.

Derselbe and Pratt J. H.: Effect of the mutual replacement of Manganese and Iron on the optical properties of Lithiophilite and Triphylite. — American Journal of Science. 1895, Vol. L.

Dieselben: On the occurrence of Thamasite at West Paterson, New Jersey. — American Journal of Science. 1896, Vol. I.

Pratt J. H.: Artificial Production of the Mineral Northupite. — American Journal of Science. 1897, Vol. III.

Derselbe: On Northupite; Pirssonite, a new mineral; Gaylussite and Hanksite from Borax Lake, San Bernardino Co., California. — American Journal of Science. 1896, Vol. II.

Prendel R.: Coelestin von Doroban bei Hotin. — Separatabdruck.

Sederholm J. J.: Om Maltesit en Kiastolit artad andalusitvarietet från östra Finland. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1896, Bd. XVIII, Heft 5.

Weinschenk E.: Weitere Beiträge zur Kenntnis der Minerallagerstätten der Serpentine in den östlichen Centralalpen. — Meerschaum von Eskishehir in Kleinasien. — Fuggerit, ein neues Mineral aus dem Fassathal. — Zeitschr. f. Kryst. XXVII, 6. Heft.

Derselbe: Mineralogische Wanderungen in den östlichen Centralalpen. — Mitth. d. deutschen u. österr. Alpenvereines. 1897, H. 1 u. 2.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

D'Achiardi Giovanni: Le Andesiti augitico-oliviniche di Torralba (Sardegna). — Boll. della Società Geologica Italiana. 1896, Vol. XV, Fasc. 4.

Aroidiacono S.: Rassegna dei principali fenomeni eruttivi avvenuti in Sicilia e nelle isole adjacenti, durante il semestro gennaio—giugno 1896 e luglio—dicembre 1896. — Boll. della Società Sismologica Italiana. Vol. II, Nr. 3, Nr. 7.

Andreae A.: Führer durch die Gesteinssammlung oder Petrographische Sammlung des Roemer-Museums in Hildesheim. — Herausg. von der Direction, Verlag des Museums, Hildesheim 1896.

Ball John: The Serpentine and associated rocks of Davos. — Inaugural-Dissert., Zürich 1897.

Barrois Ch.: Sur les phénomènes littoraux actuels du Morbihan. — Annales de la Société géologique du Nord. T. XXIV.

Bayley W. S.: A Summary of Progress in Petrography in 1896. From monthly notes in the „American Naturalist". Waterville Me. 1897.

Becke F.: Bericht über das Erdbeben von Brüx am 3. November 1896. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Cl. Februar 1897, Bd. CVI, Abth. I.

Becker Geo. F.: Some Queries on Rock Differentiation. — American Journal of Science. 1897, Bd. III.

Bergeat Alfred: Der Stromboli. (Habilitationsschrift zur Erlangung der venia legendi an der Universität zu München.) — München 1896.

Bertolio S.: Appunti geologico-minerari sull'isola di San Pietro (Sardegna). — Boll. del R. Comitato geologico. 1896, Nr. 4.

Bücking H.: Aufnahme des Niedeckkessels. — Mittheil. d. geolog. Landesanstalt von Elsass-Lothringen. 1897, Bd. IV, Heft 5.

Cohen E.: Ueber ein neues Meteoreisen von Locust Grove, Henry Co., Nord-Carolina, Vereinigte Staaten. — Das Meteoreisen von Forsyth Co., Georgia, Vereinigte Staaten. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1897, Bd. VI u. XVI.

Dean B.: On the Vertebral Column, Fins and Ventral Armoring of Dinichthys. — Note on the Ventral Armoring of Dinichthys. — On a New Species of Edestus, E. Lecontei from Nevada. — Trans. N. York Acad. Sci. 1896, 1897, Bd. XV und XVI.

Derby O. A.: Decomposition of Rocks in Brazil. — Journal of Geology. 1896, Juli-August.

Derselbe: Constituents of the Cañon Diablo Meteorite. — American Journal of Science. 1895, Bd. XLIX.

Derselbe: Estudo sobre Meteorite de Bendegó. — Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro. 1896, Vol. IX.

Hollick A.: Geological notes. Long Island and Block Island. — Trans. N. York Acad. Sci. 1896, Bd. XVI.

Irving J. D.: The stratigraphical relations of the Browns Park Beds of Utah. — Trans. N. York Acad. Sci. 1896, Bd. XV.

Katzer F.: Böhmens Feldspath-Industrie. — Oesterr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1896, Bd. XLIV.

Kemp J. F.: The Glacial or Postglacial Diversion of the Bron River from its Old Channel. — Trans. N. York Acad. Sci. 1896, Bd. XVI.

Kolderup C. F.: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens. I. Das Labradorfelsgebiet bei Ekersund und Soggenthal. — Bergens Museum Aarbog. 1896, Nr. 5.

Laube G. C.: Der Einfluss der bewegten Luft auf die Umgestaltung der Erdoberfläche. — Sammlung gemeinnütziger Vorträge, herausg. vom Deutschen Verein gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. 1897, Nr. 221.

Luquer L. M. and Ries H.: The „Augen"-Gneiss Area, Pegmatite Veins and Diorite Dikes at Bedford, N. Y. — American Geologist. 1896, Vol. XVIII.

Melzi C. G.: Sopra alcune rocce dell'isola di Ceylan. — Rendiconti del R. Ist. Lombardo di sc. e lett. 1897, Vol. XXX, Serie II.

Michel-Lévy A.: Mémoire sur le porphyre bleu de l'Esterel. — Bull. des services de la carte géologique de la France. 1897—1898, Tome IX, Nr. 57.

Moericke W.: Geologisch-petrographische Studien in den chilenischen Anden. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wiss. zu Berlin. 1896, Bd. XLIV.

Mojsisovics E.: Mittheilungen der Erdbeben-Commission der kais. Akademie der Wissenschaften in Wien. I. Berichte über die Organisation der Erdbebenbeob-

achtung nebst Mittheilungen über während des Jahres 1896 erfolgte Erdbeben. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Cl. Februar 1897, Bd. CVI, Abth. I.

Newland D. H.: Notes on the Eclogite of the Bavarian Fichtelgebirge. — Trans. N. York Acad. Sc. 1897, Bd. XVI.

Novarese V: Il Quaternario nella Valle del Pellice (Alpi Cozie). — Boll. del R. Comitato geologico. 1896, Nr. 4.

Ramsay W.: Urtit, ein basisches Endglied der Augitsyenit-Nephelinsyenitreihe. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1896, Bd. XVIII, H. 6.

Riva C.: Studio petrografico sopra alcune rocce granitiche e metamorphiche dei Dintorni di Nuoro e della Valle del Tirso in Sardegna. — Boll. della Società Geologica Italiana. Bd. XV, H. 4.

Derselbe: Sopra un Dicco di Diorite Quarzoso-Micacea presso Rino in Val Camonica. — Atti della Società Italiana di Scienze Naturali. Milano 1896, Bd. XXXVI.

Redlich K. A. u. Dessauer A. v.: Ein Beitrag zur Kenntnis des Umtali-Districtes (Manica Mashonaland). — Separatabdruck: Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. 1896, Bd. XLIV.

Rosiwal A.: Petrographische Notizen über Eruptivgesteine aus dem Tejřovicer Cambrium. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1894. Nr. 8. — Petrographische Notizen über einige krystallinische und halbkrystallinische Schiefer aus der Umgebung der Radstätter Tauern. — Ebenda Nr. 17 u. 18. — Enstatitporphyrit und Porphyrittuff aus den Karnischen Alpen (Val di St. Pietro). — Ebenda 1895, Nr. 16. — Ueber ein neues Basaltvorkommen (Nephelinbasanit) bei Marienbad nebst einigen Bemerkungen über den Nephelinbasalt vom Podhornberge. Ebenda 1896, Nr. 2. — Vorlage und Besprechung einer neuen Suite von Gesteins- und Erzproben aus Cinque valli in Südtirol. Ebenda 1896, Nr. 4.

Schmidt C.: Zur Geologie der Alta Brianza. — Compte rendu du Congrès géologique international. 6e Session 1894, Zürich.

Sederholm J. J.: Om indelningen af de prekambriska formationerna i Sverige och Finland och om nomenklaturen för dessa äldsta bildningar. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1897, Bd. XIX. Heft 1.

Suess Franz E.: Das Erdbeben von Laibach am 14. April 1895. — Jahrb. d. geol. Reichsanst. 1896, Bd. XLVI.

Termier M. P.: Sur le granite du Pelvoux. — Comptes rendus, 8 Février 1897.

Vogel F.: Aanteekeningen over Nederlandsche Versteeningen nit het Leidsch Geologisch Museum. — Verhandelingen der Koninklijke Akademie von Wetenschappen te Amsterdam. 1895, II. Sect, Deel IV, Nr. 7.

Vacek M.: Ueber die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1896, Nr. 16.

Derselbe: Einige Bemerkungen über den Gebirgsbau der Radstädter Tauern. — Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1897, Nr. 2, 3.

Van Hise Ch. R.: Principles of North-American Pre-Cambrian Geology. With an Appendix of Flow and Fracture of Rocks as related to Structure by L. M. Hoskins. — Sixteenth Annual Report of the U. S. Geological Survey. 1894/95.

Vrba K.: Meteoritensammlung des Museums des Königreiches Böhmen in Prag. — Prag 1897.

Walker Th. L.: Geological and petrographical Studies of the Sudbury Nickel District, Canada. — Inaugural-Dissert. Leipzig 1897.

Washington H. S.: On igneous rocks from Smyrna and Pergamon. — American Journal of Science. 1897, Bd. III.

Derselbe: Italian Petrological Sketches. II. The Viterbo Region. Journal of Geology. 1896, Bd. IV, Nr. 7. — III. The Bracciano, Cerveteri and Tolfa Regions. Ebenda 1897, Bd. V, Nr. 21.

Weed W. H. and Pirsson L. V.: The Bearpaw Mountains of Montana. Second Paper. — American Journal of Science. 1896, Vol. II.

Woldřich: Vorläufiger Bericht über das Erdbeben im Böhmerwalde am 5. Jänner 1897 (čechisch). — Sitzungsber. der čechischen Franz Josefs-Akademie für Wissenschaft, Literatur und Kunst in Prag. 1897, Bd. VI, Nr. 2.

Neue Bücher.

Elemente der Mineralogie, begründet von C. F. Naumann (1873†). 13. vollständig umgearbeitete Auflage von Dr. Ferdinand Zirkel. I. Hälfte: Allgemeiner Theil. Bg. 1—25. Leipzig, W. Engelmann, 1897.

Vergleicht man die vorliegende 13. Auflage dieses bekannten verbreiteten Lehrbuches mit der letzten noch von Naumann besorgten, so drängt sich dem Leser die Fülle neuer Thatsachen und Gesichtspunkte auf, welche in dem verflossenen Vierteljahrhundert bei der Darstellung der Mineralogie in elementarer Form Einfluss gewonnen haben. Es ist bekannt, mit welch unermüdlichem Fleiss der gegenwärtige Herausgeber allen diesen Wandlungen und Neuerungen nachgeht, und durch Verarbeitung derselben in den alten überkommenen Grundplan des Werkes dieses selbst stets auf den neuesten Standpunkt zu heben bemüht ist.

Auch die neue Auflage weist von diesem Streben in eingreifenden Aenderungen deutliche Spuren auf. (Vergl. z. B. das Capitel über Symmetrie, Hemiedrien, Aetzfiguren u. a.) Ob diese Verschmelzung des Alten mit so vielem Neuen, z. Th. aus bekannten Lehrbüchern Entnommenem überall glücklich gelungen ist, wird der aufmerksame Leser leicht selbst beurtheilen; es werden ihm auch die Inconsequenzen nicht entgehen, die wohl bei der Anpassung des einem ganz anderen Zustand der Wissenschaft entsprungenen und seinerzeit mit bewunderungswürdiger Consequenz durchgeführten Grundplanes an neuere Ansichten schwer zu vermeiden sein mögen.

Ganz neu hinzugekommen sind nach dem Muster von Tschermak's Lehrbuch Capitel über Vorkommen, Bildungsweise und Veränderung der Minerale; auch die Principien der Classification sind der allgemeinen Mineralogie angeschlossen.

Lehrbuch der Mineralogie von Dr. Gustav Tschermak. 5. verbesserte und vermehrte Auflage. Mit 836 Original-Abbildungen und 2 Farbendrucktafeln. Wien, A. Hölder, 1897.

Die Vorzüge dieses Lehrbuches, welche hauptsächlich in der unübertrefflichen Klarheit der gebotenen Ausführungen bestehen, treten auch in der neuen Auflage

hervor; insbesondere auch in jenen Theilen, welche eine Aenderung und Neubearbeitung erfahren haben. In der Anordnung der krystallographischen Gesetze ist eine solche Aenderung vorgenommen worden, indem das Rationalitäts-Gesetz dem Symmetrie-Capitel vorangesetzt wurde.. Hiedurch ergibt sich dann die Beschränkung der an Krystallen verwirklichten Symmetrie-Gesetze auf die allein mit dem Rationalitäts-Gesetz vereinbarlichen als eine nothwendige Consequenz. Bei der Darstellung der Symmetrie-Verhältnisse beschränkt sich der Autor auf die Behandlung der Symmetrie-Ebenen. Die Hemiëdrien, Tetartoëdrien und Hemimorphien werden in der bekannten, diesem Lehrbuch eigenthümlichen Weise durch Betrachtung der Krystallräume zwischen den Hauptschnitten der holoëdrischen Krystalle abgeleitet. Obgleich der Begriff der Symmetrie-Axe nicht gebraucht wird, kommen doch wegen ihrer Wichtigkeit für die Krystallphysik die Symmetrie-Eigenschaften solcher Krystallflächen zur Sprache, welche auf einer 2—3—4—6zähligen Symmetrie-Axe, aber nicht auf einer Symmetrie-Ebene senkrecht stehen. Sie werden als di-, tri-, tetra-, hexametrisch bezeichnet.

Eine weitere Anzahl von Aenderungen hat das Capitel über den Aufbau des Innern der Krystalle, ferner der optische Theil erfahren. Hier wird insbesondere auch von der Höhe der Interferenzfarbe zur Beurtheilung des Grades und des Charakters der Doppelbrechung Gebrauch gemacht; und zur Illustrirung ist den Darstellungen an Interferenzfiguren in farbigen Bildern auch ein Bild der ersten fünf Ordnungen der Interferenzfarben beigegeben, eine Abbildung, welche wohl bedeutend besser ist als die analoge in der physikalischen Krystallographie von Groth, ohne freilich die bis jetzt unübertroffene Darstellung in Rosenbusch's Mikroskop. Physiographie, Bd. I, zu erreichen. Auch die übrigen farbigen Interferenzbilder weisen einen wesentlichen Fortschritt gegenüber der 3. und 4. Auflage aus.

Grundriss der physikalischen Krystallographie von Dr. Theodor Liebisch, o. ö. Professor der Mineralogie an der Universität Göttingen. Mit 898 Figuren im Text. Leipzig, Verlag von Veit & Comp. 1896. Octav, IV und 506 Seiten.

Das Buch behandelt im ersten Abschnitt die geometrischen Grundgesetze (Constanz der Kantenwinkel, Rationalitäts-Gesetz, Symmetrie) und deren Beziehungen, dann die einzelnen Krystallsysteme, in welche nach der Uebereinstimmung der Axensysteme die durch ihre Symmetrie charakterisirten 32 Gruppen zusammengefasst werden. Im zweiten Abschnitt werden die physikalischen Vorgänge behandelt, und zwar in einer Reihenfolge, für welche die Abhängigkeit derselben von der Symmetrie der Form massgebend ist. So kommen zuerst thermische Ausdehnung, Wärme- und Elektricitätsleitung, thermoëlektrische Ströme, inducirter Magnetismus, diëlektrische Polarisation, optische Eigenschaften (letztere sehr eingehend) zur Behandlung, dann folgen: Elasticität, Cohäsion, Pyro- und Piëzo-Elektricität, elektrooptische Erscheinungen; den Schluss bilden umkehrbare Umwandlungen krystallisirter Körper. In jedem Capitel werden nebst den Erscheinungen, ihren Gesetzen und deren physikalisch-mathematischer Darstellung auch die Beobachtungsmethoden eingehend besprochen. Sehr erfreulich ist die Betonung des historischen Momentes bei der Entwicklung der Begriffe. In dem Streben nach physikalischer Strenge ist der Ver-

fasser wohl zu weit gegangen, wenn er in dem Capitel Härte alle älteren Untersuchungen nach der Ritzmethode über Bord wirft. Dieser Vorgang dürfte um so weniger berechtigt sein, als die neueren Untersuchungen nach strengen, auf der Hertz'schen Definition der Härte beruhenden Methoden die alten in manchen Beziehungen gar nicht zu ersetzen vermögen.

Wer den Fortschritt der Krystallographie von einer immer innigeren Verknüpfung derselben mit Physik und Chemie erwartet, wird mit dem Referenten das Buch von Liebisch mit Freuden begrüssen und als vortrefflich zur Einführung in ein gründliches Studium der Disciplin anerkennen.

Grundriss der Krystallographie für Studirende und zum Selbstunterricht von Gottlob Linck, o. ö. Professor der Mineralogie an der Universität Jena. Mit 482 Originalfiguren im Text und 2 farbigen lithographirten Tafeln. VI und 252 Seiten Octav. Jena, Gustav Fischer, 1896.

Nach der Vorrede ist das Buch als erste Einführung in die Krystallographie gedacht; es bringt in einer recht zweckmässigen Auswahl einen grossen Theil derjenigen Lehren, welche gewöhnlich als allgemeine Mineralogie bezeichnet werden.

Eine Einleitung bespricht in allgemeinen Zügen Wachsthum und Symmetrie (doch fehlt eine allgemeine Definition des Symmetriebegriffs), die krystallographischen Grundgesetze, geometrische Charakteristik, Zwillingsbildungen, Homogenität, Pseudomorphosen. Der hierauf folgende Haupttheil behandelt die einzelnen Krystallsysteme vom tesseralen beginnend. In jedem System wird von den holoëdrischen Formen ausgegangen, hierauf die hemiëdrischen, tetartoëdrischen, hemimorphen Classen behandelt. Am Schluss werden jeweils die Zwillingsbildungen besprochen (nicht immer richtig; z. B. ist bei dem gewöhnlichen Zwilling des Dolomit die Normale von $(10\bar{1}0)$ Zwillingsaxe, nicht 0001 Zwillingsebene). Davon, dass die 32 Symmetrieclassen eine geometrische Nothwendigkeit sind, scheint der Verfasser nach den Bemerkungen zur sphenoidischen Tetartoëdrie des tetragonalen Systems nicht überzeugt zu sein.

Ein fernerer Abschnitt behandelt die physikalischen Eigenschaften der Krystalle. Hier sind einige Capitel ziemlich unklar ausgefallen, z. B. das über Elasticität, manche Theile in der Optik sind geradezu als missglückt zu bezeichnen, wie z. B. der mittlere Absatz von Nr. 111 auf Seite 196 über Interferenz des polarisirten Lichtes. Verhältnismässig besser scheint dem Referenten der letzte Abschnitt über Beziehungen zwischen dem Krystall und seiner chemischen Zusammensetzung.

Ein kurzer Anhang behandelt das Mikroskop zur Untersuchung im pol. Licht. Zwei recht gut ausgefallene Lichtdrucktafeln stellen Axenbilder mit den verschiedenen Dispersionsarten, Pleochroismus und Pyroelektrische Krystalle dar.

Alles in allem würde Ref. das Buch Anfängern weniger anempfehlen können. Für Anfänger zu schreiben ist nichts weniger als leicht. Klare Definitionen der Begriffe aber sind vor allem erforderlich, wenn sich der Anfänger in dieser Disciplin zurecht finden soll, für welche die Studenten wenig Vorbildung mitzubringen pflegen. Gerade in dieser Hinsicht bleibt aber das Linck'sche Buch vielfach hinter dem zurück, was man billiger Weise fordern kann, so hoch man sonst die Verdienste des Autors in Bezug auf die Auswahl des Stoffes anschlagen mag.

Geologischer Wegweiser durch das Dresdener Elbethalgebiet zwischen Meissen und Tetschen von Dr. R. Beck. VIII und 162 Seiten. Mit einer Karte. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1897.

In diesem handlichen Büchlein, dem eine topographische Routenkarte beigegeben ist, schildert der Verfasser 14 Touren, welche den Wanderer, der den knappen, aber klaren und verlässlichen Angaben des Werkchens folgt, in trefflicher Weise in die Lage setzen, das geologisch so mannigfaltige, interessante, und durch die mustergiltigen Aufnahmen der kgl. sächsischen geologischen Landesuntersuchung gründlich durchforschte Elbethal kennen zu lernen. Hinweise auf die entsprechenden Aufnahmsblätter und Erläuterungen der sächsischen geologischen Karte ermöglichen auch anspruchsvolleren Wanderern eine weitergehende Belehrung.

Ein Sach- und Orts-Register erleichtert die Benützung.

Die Erdrinde. Grundlinien der dynamischen, tektonischen und historischen Geologie für Studirende, sowie für Freunde der Naturwissenschaften dargestellt von Dr. Karl Schwippl. Mit 61 Holzschnitten. Kl. Octav, 84 S. Wien, A. Pichler's Witwe u. Sohn, 1897.

Ein kleines Büchlein, das wohl seine Bestimmung erfüllt, wenn es den Leser zu weiteren geologischen Studien anregt. Für den knappen Raum von 84 Seiten werden sehr viele, schier zu viele Thatsachen und Begriffe erwähnt. Eine gewisse Flüchtigkeit verräth sich in manchen Angaben; so werden die Thermen von Gastein in vulcanische Gegenden versetzt; auch 4 Seiten Nachträge und Berichtigungen sind etwas viel für den kleinen Umfang des Werkchens.

F. Becke.

Zur Nachricht!

Die Intendanz des k. k. naturhistorischen Hofmuseums gibt hiemit Kenntnis, dass bei dem Umstande, als Herr Director Dr. Aristides Brezina nicht mehr Leiter der mineralogisch-petrographischen Abtheilung des Hofmuseums ist, alle für diese Abtheilung bestimmten Briefe, sonstigen Einsendungen und insbesondere Nachrichten über Meteoriten an die mineralogisch-petrographische Abtheilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, eventuell an den jetzigen Leiter derselben, Herrn Professor Dr. Fritz Berwerth, Wien, I., Burgring Nr. 7, zu adressiren sind.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien

VIII. Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes.

Von **A. Dannenberg.**

Hiezu eine Tafel in Lichtdruck (Taf. II) und 8 Textfiguren.

Literatur.

Angelbis: Untersuchungen aus dem Westerwald. — Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landes-Anstalt, 1884, Bd. LVI—LX.

— Kartirung des Blattes Montabaur. — Ibid. 1882, Bd. XLIV—XLV.

— Ueber die vulcanischen Gesteine des Westerwaldes.

— Petrographische Beiträge. — Verh. Nat. Ver. Nr. 34, pag. 118—130. (Ref. N. J. 1880, Bd. II, pag. 73—74.)

— Ueber die Bimssteine des Westerwaldes. — Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landes-Anstalt, 1881, pag. 39.

Bertels: Ein neues vulcanisches Gestein. — Verh. d. Würzburg. phys.-med. Ges. Nr. 8, pag. 149—178. (Ref. N. J. 1874, pag. 873—875.)

Brauns: Bimsstein auf primärer Lagerstätte. — Z. D. g. G. 1886, Bd. XXXVIII, pag. 234.

W. Bruhns: Sitzungsber. d. naturhist. Ver. Bonn 1893, pag. 79.

v. Dechen: Z. D. g. G., Bd. XVII, 1865, pag. 88 f. (in „Vergleichende Uebersicht der vulcanischen Erscheinungen im Laacher Seegebiete und in der Eifel", l. c. 69).

— Trachyte des Westerwaldes. — Verh. Nat. Ver. Nr. 35 (1878), pag. 89 f.

— Ueber die Räume, in denen die Trachyte des Siebengebirges, Westerwaldes etc. vorkommen. — Verh. Nat. Ver. Nr. 38, pag. 129—130.

— Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz. Bd. II, pag. 40 ff.

Emmons: On some phonolithes from Velay and the Westerwald. — Inaug.-Diss. Leipzig 1874.

Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Preussen etc. (Blätter Westerburg, Selters, Montabaur, Girod, Ems).

C. W. Gümbel: Geologische Fragmente aus der Umgebung von Ems. — Sitzungsber. d. Münch. Akad., Bd. XII, 1882, pag. 218.

Hilger: Analyse des Trachyts von Wölferlingen. — Ann. Chem. u. Pharm., Bd. CLXXXV.
Kosmann: Ueber die Producte der jüngsten eruptiven Formation des Westerwaldes.
Laspeyres: Beiträge zur Kenntnis der vulcanischen Gesteine des Nieder-Rheins.
Möhl: Mikromineralogische Mittheilungen. — N. J. 1873, pag. 449 und 1874, pag. 687.
Odernheimer: Das Berg- und Hüttenwesen im Herzogthum Nassau.
Rammelsberg: Anal. v. Phonol. — Z. D. g. G., Bd. XIV, 1862, pag. 750 und Bd. XX, 1868, pag. 542.
F. Sandberger: Ueber Bimsstein-Gesteine des Westerwaldes. — Z. D. g. G., Bd. XXXIV, (1882), pag. 146.
— Ueber den Bimsstein- und Trachyttuff von Schöneberg auf dem Westerwald. — Ibid. Bd. XXXVI (1884), pag. 122.
— Die krystallinischen Gesteine Nassaus. — Verh. d. phys.-med. Ges. Würzburg; N. F. V.
— Uebersicht der geologischen Verhältnisse des Herzogthums Nassau. — Wiesbaden 1847.
Stifft: Geognostische Beschreibung des Herzogthums Nassau.
F. Zirkel: Phonolith in Trachytconglomeraten des Siebengebirges. — N. J., 1868, pag. 706.

I. Geologischer Theil.

1. Allgemeine Verbreitung und specielle Vertheilung der Haupttypen.

In dem zwischen Lahn und Sieg gelegenen Theile des rheinischen Schiefergebirges, den man als Westerwald bei der weitesten Fassung dieses Begriffes bezeichnet, treten jüngere Eruptivgesteine in ebenso grosser Mannigfaltigkeit der petrographischen Ausbildung wie weiter, fast allgemeiner Verbreitung auf.

Dem Gesteinscharakter nach lassen sich die Haupttypen Phonolith, Trachyt, Andesit und Basalt unterscheiden. Jeder von diesen erscheint wieder in einer grösseren oder geringeren Zahl von Varietäten ausgebildet und dieses Variiren hat vielfach ein völliges Verfliessen der Hauptgruppen in einander zur Folge. Nur der Basalt zeigt in seinen zahlreichen Vorkommen eine auffallende Beständigkeit des Gesteinscharakters; soweit diese bisher untersucht sind, haben sie sich fast durchwegs als Feldspathbasalte[1]) herausgestellt, diese allerdings öfter als Hornblendebasalte entwickelt. Nur ganz vereinzelt tritt daneben Nephelinbasalt auf[2]), wogegen das Vorkommen von

[1]) Angelbis in den Erläuterungen zu den betreffenden Blättern der geologischen Specialkarte.

[2]) v. Dechen, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rheinprovinz etc. Bd. II, pag. 45.

Leucitbasalt wohl noch fraglich ist. Sowohl die vorherrschenden Basalte als auch die ihnen gegenüber an Masse und Häufigkeit weit zurücktretenden Trachyte und Andesite sind, wenn auch oft nur in vereinzelten Kuppen, über einen grossen Theil des vorher bezeichneten Gebietes verstreut, wogegen der Phonolith auf einen wenig ausgedehnten Bezirk des centralen Theiles beschränkt ist. Aber auch bei den drei anderen weiter verbreiteten Gesteinstypen lässt ein Blick auf eine geologische Uebersichtskarte sofort bestimmte Mittelpunkte des Auftretens erkennen, denen gegenüber die übrigen Vorkommen als vereinzelte Ausläufer oder Vorposten erscheinen. So hat der Basalt einen derartigen Verbreitungsmittelpunkt offenbar in dem centralen Theil des Gebietes, dem Westerwald im engeren Sinne, speciell im Hohen Westerwald und dessen nächster Umgebung, wo er neben sedimentären Tertiärbildungen das herrschende Gestein ist, und beide zusammen alle übrigen Gesteine fast gänzlich ausschliessen.

Für die trachytischen Gesteine, wenn wir unter dieser Bezeichnung eigentlichen Trachyt und Hornblende-Andesit zusammenfassen, wie es im Folgenden stets da geschehen soll, wo die vielen gemeinsamen Eigenschaften beider eine gemeinsame Behandlung zweckmässig erscheinen lassen — für die trachytischen Gesteine findet man leicht in gleicher Weise zwei Verbreitungsmittelpunkte. Als einen solchen wird man den nordwestlichen Eckpfeiler des Westerwaldes, das Siebengebirge, anzusehen haben. Der zweite springt allerdings wegen seiner engen Anlehnung an das centrale Basaltgebiet und seiner im Verhältnis zu diesem geringen Ausdehnung weniger in die Augen, ist aber dennoch mit hinreichender Deutlichkeit gekennzeichnet; er schliesst sich südwestlich an die grosse Basaltmasse des hohen Westerwaldes an; seine Begrenzung wird ungefähr bezeichnet durch die Orte Westerburg, Wölferlingen, Selters, Montabaur, Ruppach, Herschbach. Nicht nur der kleine Umfang des ganzen Bezirkes, sondern mehr noch die geringe Ausdehnung der wirklichen Entblössungen trachytischen Gesteins innerhalb desselben — eine Erscheinung, deren Ursachen und Bedeutung weiterhin eingehend besprochen werden soll — lassen dieses Trachytgebiet auf den Karten weniger augenfällig hervortreten als das siebengebirgische.

Auf diese beiden Hauptherde trachytischer Eruption, die geologisch wie petrographisch eine ziemliche Unabhängigkeit von einander zu besitzen scheinen, dürften sämmtliche anderen, isolirt

gelegenen Trachytvorkommen unseres Gebietes zu beziehen sein in der Weise, wie dies schon durch die räumliche Vertheilung dieser sporadischen Aufbrüche angedeutet ist und durch die petrographische Ausbildung bestätigt wird. Die verschiedenen isolirten Trachyt- und Andesitkuppen der Umgegend von Honnef sind offenbar als Ausläufer des Siebengebirges zu betrachten. Sie sollen deshalb hier von der speciellen, die Gesteine des eigentlichen Westerwaldes betreffenden Untersuchung ausgeschlossen bleiben. In gleicher Weise sind dagegen alle westlich, beziehungsweise südlich des vorher umschriebenen Gebietes und südlich des Saynbaches liegenden Vorkommen trachytischer Gesteine als Ausläufer oder Vorposten jener centralen Trachytmasse aufzufassen und müssen deshalb hier im Zusammenhang mit dieser behandelt werden.

Beide Gruppen sind deutlich von einander geschieden durch einen breiten Zwischenraum, in dem keinerlei trachytische Gesteine beobachtet wurden.

Den nördlichen und östlichen Theilen des Westerwaldes fehlen trachytische Gesteine vollständig.[1])

Phonolith findet sich, wie schon angedeutet, nur in einem ziemlich eng begrenzten Bezirk, dessen Umfang durch die Orte Moschheim, Nieder- und Oberahr, Ettinghausen, Saynerholz, Karrnhöfen, Ewighausen und Helferskirchen bezeichnet wird, und tritt hier landschaftlich und topographisch besonders in den domförmigen Kuppen des Breiteberges und des Malberges hervor.

Ausserhalb dieses Gebietes ist nur noch die kleine Phonolithmasse des Bitterberges bei Maxsayn zu verzeichnen.

Die Vertheilung der mehr sporadisch auftretenden Vorkommen des Augitandesits endlich ist anscheinend eine völlig regellose und lässt weder eine besondere Anhäufung um einen bestimmten Mittelpunkt, noch sonst irgend eine Gesetzmässigkeit der Anordnung erkennen. Wie in seinem petrographischen Charakter scheint dies Gestein auch seiner geologischen Bedeutung nach den Uebergang zu den Basalten zu bilden und erscheint deshalb diesen gegenüber nicht in der Weise selbständig wie die trachytischen Gesteine.

---

[1]) Das Gestein von Merenberg, welches v. Dechen (Erl. Bd. II, pag. 44) als Quarztrachyt anführt, ist ein typischer Quarzporphyr und als solcher auch von Angelbis bei der geologischen Kartirung, Blatt Mengerskirchen, eingetragen.

Die grösste einheitliche Masse von Augitandesit stellt der Schenkelberg bei Herschbach dar; weitere Vorkommnisse desselben Gesteines sind das von Hartenfels, eine kleine Masse an der Strasse von Maxsayn nach Zürbach, eine weitere zwischen Selters und Maxsayn, der Rupberg bei Ruppach, der Beilstein bei Caden und einige andere.

Bei dem basaltähnlichen Habitus des Gesteines erscheint es nicht ausgeschlossen, dass sich unter der grossen Zahl der Westerwälder Basalte noch einzelne Augitandesite verbergen. Erst eine genaue, systematisch durchgeführte Untersuchung aller Basaltvorkommen des Gebietes wird hierüber Aufschluss geben können.

Gesteine, die in gewissem Sinne einen Uebergang zwischen Basalten einerseits und Trachyten und Andesiten andererseits darstellen, sind auch sonst in unserem Gebiete verbreitet. Namentlich sind hieher die von Bertels als Isenit beschriebenen Andesite zu zählen, sowie ein eigenthümliches, poröses, lavaartiges Gestein in der Gegend von Sainscheid und bei Schönberg.

2. Lagerungsverhältnisse und relatives Alter der einzelnen Gesteine.

Bei der ungenügenden Beschaffenheit der meisten Aufschlüsse in den hier betrachteten Gesteinen erscheint es nicht leicht, eine Vorstellung von ihren Lagerungsverhältnissen und ihren Beziehungen zu einander und zu den benachbarten Schichtgesteinen zu gewinnen. Nur an sehr wenigen Stellen sind die Gesteinsgrenzen wirklich sichtbar. Auch solche Punkte, an denen zwei verschiedene Gesteine in genügender Nähe bei einander aufgeschlossen sind, um eine wenigstens annähernde Bestimmung der Lage und des Verlaufes ihrer Grenzflächen zuzulassen, sind keineswegs häufig.

Weitaus die meisten Aufschlüsse liegen völlig isolirt und so weit entfernt von einander, dass es gewagt wäre, auf Grund hypothetischer Verbindungen etwa Gangsysteme oder dergleichen annehmen zu wollen.

Von früheren Beobachtern haben, soweit ich sehe, nur wenige eine Ansicht über diesen Gegenstand geäussert. v. Dechen[1]) fasst die Hauptvorkommen trachytischer Gesteine auf dem Westerwalde zu Zügen zusammen, deren er fünf unterscheidet:

[1]) Zeitschr. d. D. geol. Ges., 1865, pag. 89

1. Isenburg, Arzbacher Köpfe.

2. Selters, Vielbach, Mogendorf, Siershahn.

3. Maxsayner Hammer, Quirnbacher Oelmühle, Helferskirchen, Hülsberg, Herzberg, Moschheim.

4. Zürbach, Hunneberg, Weidenhahn, Ober- und Niederahr, Vorkommen zwischen Niederahr und Meudt, südlich von Dahlen, Goldköpfchen bei Goldhausen, Hetzstein bei Heilberscheid.

5. Vorkommen bei Wölferlingen, Sengelberg.

Eine solche rein topographische Zusammenstellung hat indessen wenig Wert, solange nicht die wirkliche Zusammengehörigkeit der in einem Zuge vereinigten Gesteine wenigstens wahrscheinlich gemacht werden kann. Dies ist aber hier nicht der Fall, da jeder der Züge — mit Ausnahme des ersten — recht verschiedenartige Gesteine umfasst. Auch hat v. Dechen selbst offenbar dieser Anordnung keine Bedeutung beimessen wollen, denn er sagt gleich darauf: „Die Vorstellung, dass die Trachyte und Phonolithe des Westerwaldes einen elliptischen Raum von 1·65 Meilen Länge und 0·9 Meilen Breite einnehmen, welcher von einzelnen Partien dieser Gesteine umgeben ist, scheint den Verhältnissen besser zu entsprechen als die Anordnung dieser Vorkommnisse in mehreren einander nicht parallelen Zügen."

Angelbis, der den grössten Theil unseres Gebietes im Auftrage der Königlich preussischen geologischen Landesanstalt kartirt hat, theilt an verschiedenen Stellen der „Erläuterungen" auch Einzelbeobachtungen über Lagerungsverhältnisse mit, die weiterhin noch Berücksichtigung finden sollen; eine allgemeine Ansicht über diesen Gegenstand hat er nicht ausgesprochen.

Gegen seine Vermuthung einer dem Lauf des Saynthales entsprechenden Spalte ist derselbe Einwand zu erheben, wie gegen die Mehrzahl der „Züge" v. Dechen's, dass die auf dieser Linie hervortretenden Eruptivgesteine unter sich ganz verschiedenen Charakters sind und mindestens drei selbständigen Arten angehören.

Zunächst ist auf die grosse Häufigkeit der Vorkommen trachytischen Gesteins hinzuweisen.

Von der Zahl der in dem engeren Verbreitungsbezirk, am südwestlichen Rande des grossen Basaltgebietes auftretenden Andesit- (beziehungsweise Trachyt-) Vorkommen geben auch die betreffenden Sectionen der geologischen Landesaufnahme nur eine an-

nähernde Vorstellung. Es gelang mir ausser den dort verzeichneten, eine ganze Reihe anderer, meist allerdings nur in ganz unbedeutenden Aufschlüssen, aufzufinden. Die hauptsächlichsten davon liegen an folgenden Punkten:

Etwas oberhalb Maxsayn am rechten Saynufer ein kleiner vorübergehend betriebener Bruch, südöstlich Maxsayn, westlich vom Wege nach Quirnbach am Fusse der „Höhe" in ziemlicher Ausdehnung, aber sehr mangelhaft aufgeschlossen, am Wege von Helferskirchen nach Ober-Oetzingen in einem ca. 12 Meter tiefen Schacht, nordöstlich Helferskirchen drei verschiedene Punkte am West- und Südfuss des Basaltrückens Herrenbeck und andere mehr. Dagegen suchte ich in einzelnen Fällen vergeblich nach anderen Vorkommen, die auf jenen Blättern verzeichnet sind, womit ich jedoch keineswegs die Existenz des Gesteins an den betreffenden Stellen in Zweifel ziehen will; der Aufschluss wird eben verdeckt oder nicht mehr zugänglich sein. Ebenso dürfte es sich mit einer ganzen Reihe der bei v. Dechen angegebenen Vorkommen verhalten, die ich nicht aufzufinden vermochte und die auf der geologischen Specialkarte nicht mehr verzeichnet sind. Ich möchte gerade in diesem Umstande einen Beweis für die grosse Verbreitung solcher Gesteine sehen.

Bei dieser Häufigkeit der Trachyt- und Andesitvorkommen kann es, trotz der geringen Ausdehnung, die das Gestein in den meisten Fällen an der Oberfläche nur besitzt, wohl nicht zweifelhaft sein, dass wir es hier mit den nur zufälligen Entblössungen einer ausgedehnten, in geringer Tiefe verborgenen Masse trachytischer Gesteine zu thun haben. Gerade die oberflächliche Natur der meisten Aufschlüsse scheint mir diese Annahme besonders zu stützen. In ganz flachen Gruben fast immer an Thalgehängen tritt das Gestein hervor; ist ein solcher Bruch verfallen, so wird das trachytische Material daneben oder auch an einer ganz anderen Stelle, aber stets in ähnlicher Lage wieder aufgefunden.

Ein weiteres Anzeichen für die allgemeine Verbreitung trachytischer Gesteine möchte ich in dem häufigen Vorkommen von Blöcken solcher in tuff- oder conglomeratartigem Materiale sehen. Angelbis[1]) erwähnt derartige Vorkommen von Nordhofen und Weidenhahn. Ich fand sie am Hemrich (bei Himburg, Blatt Westerburg)

[1]) Erl. Sect. Selters, 13 f.

und bei Gershasen. Angelbis glaubt aus der abgerundeten Form auf vorhergegangenen Transport durch Wasser schliessen zu müssen, ein Argument, das angesichts der bei vielen Andesiten, und zwar gerade auch in unserem Gebiete hervortretenden Neigung zu kugeligem Zerfall wohl nicht durchschlagend sein kann. Ich vermuthe vielmehr, dass diese Blöcke (wenigstens in vielen Fällen) direct dem Untergrunde ihrer jetzigen Fundpunkte entstammen, und dass vielleicht schon eine geringe Vertiefung des Aufschlusses den anstehenden Andesit freilegen würde.

Betrachtet man die Art des Vorkommens der trachytischen Gesteine innerhalb dieses Bezirkes genauer, etwa an der Hand der Blätter Westerburg und Selters der preussischen geologischen Landesaufnahme, so muss als ein fast allen gemeinsames Merkmal ihre soeben schon angedeutete, verhältnismässig niedrige Höhenlage auffallen. Namentlich soweit sie noch in den Bereich der vorherrschenden, wenn auch hier am Rande schon vielfach unterbrochenen Basaltbedeckung fallen, bilden die trachytischen Gesteine keinen einzigen hervorragenden Berggipfel. Entweder sind es ganz flache, kaum aus der allgemeinen Umgebung aufragende Wölbungen wie der Kramberg zwischen Wölferlingen und Rotzenhahn, das noch flacher liegende Andesitvorkommen zwischen Hahn und Obersayn„ oder sie treten nur in Thaleinschnitten an den unteren Theilen höherer Abhänge hervor, deren obere Theile meist aus Basalt gebildet sind. Diese letztere Art des Auftretens ist die bei weitem häufigste und charakteristischste.

Eine Ausnahme von dem eben Gesagten scheint der Sengelberg zu bilden, der nach der Angabe der Karte (Blatt Westerburg, preussische Landesaufnahme) den Gipfel des 1423′ hohen Berges zusammensetzt. Thatsächlich liegen jedoch die Verhältnisse hier anders, wie weiter unten erörtert werden soll; der Gipfel des Sengelberges besteht aus Basalt.

Erst ausserhalb der eigentlichen Basaltregion treffen wir auf selbständige Erhebungen trachytischer Gesteine, wenn auch zunächst noch von geringerer Höhe, so der Hahn bei Selters (971′), der Lanzenberg bei Vielbach (1038′), der Bollscheid bei Mogendorf (1029′), das Trachytvorkommen zwischen Ruppach und Dahlen (1096′).

Sieht man von diesen topographisch stärker hervortretenden Vorkommen ab, die sämmtlich bereits dem Rande des Hauptver-

breitungsbezirks trachytischer Gesteine angehören und schon halb als Ausläufer, beziehungsweise Vorposten desselben angesehen werden können, so bleibt für sämmtliche anderen, die eigentlich centralen Vorkommen ihre tiefe Lage, namentlich gegenüber den Basalten, charakteristisch. In der Mehrzahl der Fälle bildet Basalt den Gipfel und die höheren Theile der Abhänge, an deren Fuss die trachytischen Gesteine hervortreten. Bei der fast ausnahmslosen Allgemeinheit, in der dieses topographische Moment im gegenseitigen Verhalten dieser beiden Hauptgesteinsgruppen im ganzen Gebiete immer wiederkehrt, scheint mir seine Auffassung als blosse Zufälligkeit ausgeschlossen. Man muss darin meiner Ansicht nach den Beweis dafür sehen, dass das zwischen beiden herrschende räumliche Verhältnis das der Ueberlagerung an einer im wesentlichen horizontalen Grenzfläche, nicht der durchgreifenden oder Nebenlagerung mit verticaler Abgrenzung ist. Einige in dieser Hinsicht besonders beachtenswerte Localitäten sind folgende: bei Wölferlingen bildet die Hauptmasse des zu Tage tretenden Andesits allerdings eine flache Kuppe, die sich aber doch eng an das Basaltplateau des Schwengersberges anlehnt. Ueberschreitet man die mit alluvialen und diluvialen Bildungen bedeckte Thalsohle, so findet man am nördlichen Fuss des Wölfersberges rechts von der nach Weidenhahn führenden Chaussee ziemlich versteckt wiederum einen kleinen Aufschluss trachytischen Gesteins (auf der geol. Spec.-Karte, Blatt Westerburg, nicht verzeichnet); unmittelbar darüber liegt die breite Basaltmasse des Wölfersberges. Ueber den Rücken des letzteren hinweg gelangt man auf der Südseite zu den grossen Andesitbrüchen von Weidenhahn ziemlich in gleicher Höhe mit jenem kleinen Aufschluss an der Nordseite.

Der Trachyt des Stockhahn, an der Strasse von Maxsayn nach Zürbach, wird überlagert von Basalttuff, worauf etwas höher Basalt folgt. Ueber diesen Basaltrücken in das an seiner Südseite gelegene Thal steigend fand ich zwar an dieser Stelle den erwarteten Trachyt nicht[1]), wohl nur weil das Thal nicht tief genug eingeschnitten ist, doch tritt trachytisches Gestein wenig thalaufwärts bei

[1]) Die Dechen'sche Karte (Section Coblenz) gibt allerdings auf der dem Aufschluss im Saynthal gerade gegenüberliegenden Seite des Stockhahns Trachyt an. Dieser scheint also thatsächlich unter dem Basalt hindurchzusetzen; nur ist das Vorkommen bei den jetzigen Terrainverhältnissen nicht mehr aufzufinden.

Ewighausen an zwei gegenüberliegenden Punkten auf, und zwar wiederum am Fuss basaltischer Höhen, allerdings in einer von dem Stockhahner Gestein abweichenden Ausbildung, so dass diese Punkte nicht unmittelbar mit jenem in Verbindung gebracht werden können. Dagegen ist das dem Aufschluss am Stockhahn auf der rechten Seite des Saynbaches gegenüberliegende Andesit-Vorkommen (dessen Ausdehnung meiner Beobachtung nach auf der geologischen Specialkarte zu gross angegeben ist) wohl als dessen unmittelbare Fortsetzung anzusehen. Es wird nicht unmittelbar von Basalt überlagert, obwohl es sich nach Osten wiederum an einen höheren Basaltrücken anlehnt. Es ist dies dasselbe Verhältnis wie beim Wölferlinger Trachyt und dürfte sich in beiden Fällen auf gleiche Weise aus der Lage dieser Andesit-Zungen im spitzen Winkel zweier Thäler erklären. Bei einer früheren höheren Lage beider Thäler mag auch der Vereinigungspunkt ihrer Wasserläufe weiter aufwärts, das heisst in den vorliegenden beiden Fällen östlicher gelegen haben. Es kann dann leicht eine etwa vorhanden gewesene Basaltdecke durch die noch in höherem Niveau wirkende Erosionsthätigkeit der sich vereinigenden Bäche an einer jetzt ihrem unmittelbaren Einfluss entzogenen Stelle zerstört worden sein.

Wenn aus dem gegenseitigen Verhalten von Basalt und Andesit auf eine im wesentlichen horizontal verlaufende Grenzfläche zwischen beiden geschlossen wurde, so schliesst diese Auffassung doch erhebliche Abweichungen auf kurze Erstreckung nicht aus. Es lässt sich hier nicht die Regelmässigkeit des Verhaltens von Schichtgesteinen voraussetzen, so dass im gleichen Niveau eines Thalgehänges überall das gleiche Gestein angeschnitten sein müsste, obwohl die Aufschlüsse des Saynthales von Selters aufwärts in dieser Beziehung schon fast mehr leisten, als sich erwarten liesse; namentlich nach Einfügung der neuen gleich oberhalb Maxsayn. Im allgemeinen wird man jedoch einen sehr unebenen Verlauf dieser Grenzfläche annehmen müssen, mit starken örtlichen Steigungen und Senkungen. Diese werden in dem engeren Raum eines einzelnen Aufschlusses allein zur Geltung kommen und nur durch Zusammenfassung aller eliminirt werden können.

Ebensowenig wie solche scheinbare Abweichungen von dem als herrschend angenommenen Verhalten der horizontalen Ueberlagerung sind aber auch wirkliche Ausnahmen von dieser

Regel als unvereinbar mit der hier vertretenen Auffassung anzusehen. Im Gegentheil muss man bei der engen räumlichen Verknüpfung der trachytischen und basaltischen Gesteine in unserem Gebiete auch das Vorkommen durchgreifender Lagerung erwarten, selbst wenn es nicht unmittelbar zu beobachten ist. Welches der beiden Gesteine für älter oder jünger, welches für das durchbrechende und welches für das durchbrochene angesehen wird, ist hiebei zunächst gleichgiltig.

Für die Beurtheilung der wichtigen Frage nach dem relativen Alter der beiden Gesteinsgruppen erweisen sich wiederum die an den vorhandenen Aufschlüssen unmittelbar zu gewinnenden Beobachtungen als unzulänglich.

Selbst in den wenigen Aufschlüssen, welche beide Gesteine in solchen Verhältnissen zeigen, dass man eine wirklich vertical zur Tiefe niedersetzende Begrenzung annehmen kann, sieht man eben nur dieses Nebeneinander (statt des gewöhnlichen Uebereinander), ohne dass, soweit mir bekannt, eines der für die Altersfolge entscheidenden Kriterien — Apophysen oder Einschlüsse — zu beobachten wäre. Es ist daher eine zweifache Deutung der thatsächlich zu beobachtenden Verhältnisse möglich. Entweder betrachtet man den Basalt als das ältere Gestein und sieht dann die in Verbindung damit vorkommenden Andesite (Trachyte) als spätere Aufbrüche und Durchbrüche in dem Basalt an, oder man schreibt umgekehrt den trachytischen Gesteinen das höhere Alter zu; dann muss man den Basalt in einzelnen Fällen — nämlich dort, wo eine vertical verlaufende Begrenzung beider Gesteine stattfindet — als gangförmig das ältere Gestein durchbrechend, im übrigen aber als eine dasselbe in weiter Ausdehnung deckenförmig überlagernde Bildung auffassen. Obwohl mir, wie gesagt, keine entscheidenden Momente für die Beurtheilung des Altersverhältnisses bekannt geworden sind, halte ich die letztere Deutung für die wahrscheinlichere. Wären die trachytischen Gesteine — auch nur zum Theil, wie Angelbis annimmt — später emporgedrungen, so müsste man erwarten, dass sie, wenn nicht die hervorragendsten Punkte überhaupt bilden, doch jedenfalls als topographisch selbständige Gebilde in Kuppen- oder Kegelform auftreten, wie es in so markanter Weise überall dort der Fall ist, wo sie — z. B. im Gebiete des Devon — aus unzweifelhaft älteren Bildungen aufragen.

Das ist aber bei den trachytischen Gesteinen innerhalb des grossen Westerwälder Basaltgebietes nirgends der Fall; sie nehmen, wie oben gezeigt, fast stets die tiefsten Lagen am Fusse der Basaltberge ein. Bei einem einzelnen oder wenigen Vorkommen der Art könnte man einen nicht bis zur Oberfläche durchgedrungenen Aufbruch annehmen, eine solche Erklärung aber ist unzulässig, wenn wir überall dasselbe Verhalten finden. Es wäre zu wunderbar, wenn die emportreibende Kraft des trachytischen Magmas dieses überall nur gerade bis in das Niveau der heutigen Thäler zu heben vermocht und das aufquellende Magma selbst auch immer richtig (mit den wenigen oben angeführten Ausnahmen) die Thaleinschnitte gefunden hätte, um hier zu Tage zu treten. Ebenso auffallend wäre es, dass auch die wenigen ausnahmsweise ausserhalb der Thäler aufgestiegenen Massen ebenfalls nur gerade die Höhe ihrer Umgebung erreichten und nicht mehr die Kraft hatten, einen einigermassen hervortretenden Berg zu bilden, wie sie es doch sonst thaten. Es geht aus alledem unzweideutig hervor, dass sie keine active, sondern nur eine rein passive Rolle bei der Oberflächengestaltung gespielt haben. Dies ist namentlich auch bei den vorherrschenden trachytischen Aufschlüssen in den unteren Theilen der Thalgehänge deutlich zu erkennen. Später aufgedrungene Eruptivmassen hätten hier selbstständige, wenn vielleicht noch so kleine Kuppen bilden müssen. Dieses sich genau dem sonstigen Verlauf der Abhänge einfügende Profil aber, das wir thatsächlich bei all unseren Aufschlüssen finden, konnte sich nur ausbilden, wenn bei Entstehung des Thales unter dem Basalt bereits der Andesit lagerte.

Ist aber der Andesit älter als der Basalt, so lässt sich das Verhältnis zwischen beiden wohl nur so auffassen, dass sich letzterer von einigen Durchbruchstellen aus deckenförmig über den ersteren ausgebreitet hat. Diese Erklärung scheint mir mit der Rolle, die beide Gesteinsarten in der Oberflächenbildung des von ihnen eingenommenen Gebietes spielen, am besten übereinzustimmen. Dass die Basaltmasse des hohen Westerwaldes mit ihren Ausläufern zum grossen Theil, wenn nicht vorwiegend, Deckencharakter besitzt, kann kaum zweifelhaft sein. Durch die Aufschlüsse in den Braunkohlengruben ist diese Lagerungsart vielfach direct nachgewiesen. Die flache Tafelform der meisten Basalthöhen des Gebietes mit horizontaler oder einseitig schwach geneigter Oberfläche dürfte für ein

gleiches Verhalten sprechen. Stellenweise findet man auf trachytischem Untergrunde Basaltblöcke in grosser Zahl umherliegend, wie ich es namentlich bei Wölferlingen und bei Maxsayn beobachtete. Wenn solche auch vielfach von den benachbarten Höhen stammen mögen, so machen doch in anderen Fällen die Terrainverhältnisse einen solchen Ursprung unwahrscheinlich, so dass man sie für die letzten Reste der zerstörten Basaltdecke wird ansehen müssen. Solche Vorkommnisse können die Abgrenzung der einzelnen Gesteine sehr erschweren und führen leicht dazu, dem Basalt eine grössere Ausdehnung zuzuschreiben, als sie ihm heute noch zukommt, während er sie früher thatsächlich besass. Auch manche scheinbare Kuppen mögen wohl nur der Erosionswirkung ihre Form verdanken, während sie in Wirklichkeit nur Reste einer vielfach zerschnittenen Tafel sind. Dass daneben auch echte Kuppen auftreten, ist allerdings auch nicht zu bezweifeln. Die Gründe für die Deutung in dem einen oder anderen Sinne werden in jedem einzelnen Falle zu erörtern sein. In Ermangelung ausreichender Aufschlüsse wird man bei einer auf Ermittelung dieser Verhältnisse gerichteten Untersuchung der einzelnen Basaltvorkommen alle sonstigen zur Unterscheidung von Deckenresten und echten Kuppen verwertbaren Kennzeichen zu berücksichtigen haben. Das eben angedeutete Merkmal der Oberflächenform dürfte als eindeutig nur in dem Falle eines Plateaugipfels anzusehen sein, der wohl auf Deckennatur zu schliessen gestattet, wogegen bei Kuppenform der Zweifel an der primären, echten Natur der Kuppe nicht ausgeschlossen bleibt.

Ein weiteres wertvolles Kriterium wird die Absonderung bieten. Regelmässige Säulenbildung mit verhältnismässig geringem Durchmesser und geneigter Lage der einzelnen Säulen scheint vorzugsweise, wenn nicht ausschliesslich, den echten Kuppen zuzukommen und findet sich thatsächlich in unserem Gebiet — soweit ich beobachten konnte — stets mit Kuppenform verbunden. Deckenbasalte zeichnen sich dem gegenüber durch unregelmässige oder höchstens grob pfeilerförmige Absonderung aus. Ein schönes Beispiel dieses Gegensatzes zeigt die Kuppe des Schlossberges zu Westerburg mit seinen regelmässigen, meilerartig gestellten Säulen im Vergleich zu der rohen, verticalen Pfeilerbildung des anstossenden Basaltplateaus in den Katzensteinen. Das Fehlen deutlicher Säulenbildung ist im all-

gemeinen für die hier in Betracht kommenden Basalte bezeichnend, ihr Deckencharakter daher von vornherein wahrscheinlich.

Kurz zusammengefasst, ergeben sich also folgende Schlussfolgerungen aus den bisherigen Betrachtungen: Die Natur und die Verbreitung der Aufschlüsse trachytischen Gesteins am südwestlichen Rande der grossen Basaltmasse berechtigen zu der Annahme einer in sich geschlossenen und zusammenhängenden Trachyt-Andesitmasse in verhältnismässig geringer Tiefe. Dieses Trachytgebirge wurde von Basalten durchbrochen, die sich deckenförmig über einen grossen Theil desselben ausbreiteten und jenes in ihrem Bereiche völlig verhüllten. Erst durch Erosion wurden dann später die Gipfel der Trachytformation wieder blossgelegt, wobei naturgemäss der trachytische Untergrund vorzugsweise an den tiefsten Einschnitten, das heisst in den Thälern hervortreten musste. Damit erklären sich ungezwungen die sonst kaum begreiflichen Eigenthümlichkeiten in Lage und Vertheilung der beiden Gesteinsarten. Es sei mir gestattet, noch durch ein Beispiel meine Ansicht deutlich zu machen. Denkt man sich das Siebengebirge von einem Punkt am Rande aus mit basaltischen Auswurfsmassen, Tuff und Lava, überschüttet bis zur vollständigen Bedeckung und dann diese Decke durch Erosion geschwächt und zerschnitten, so müsste ein Bild entstehen, das einschliesslich der die alten Thäler füllenden tertiären Schichten der Tuffe, Conglomerate u. s. w. das vollständige Analogon zu der Basaltmasse des hohen Westerwaldes mit seinen am südwestlichen Rand auftauchenden Trachyten darstellen würde. Ebensowenig aber wie es möglich wäre, aus solchen zufälligen und lückenhaften Ausschnitten den verwickelten Bau des Siebengebirges zu reconstruiren, dürfen wir hoffen, die Beziehungen der einzelnen Glieder des hier verborgenen Trachytgebirges aufklären zu können.

Da das Auftauchen der Trachytgesteine aus ihrer Bedeckung einestheils durch das Fortschreiten der Erosion, andererseits aber durch die gänzlich unbekannte Oberflächenbeschaffenheit des angenommenen alten Trachytgebirges bedingt ist, wird man sich über manche Unregelmässigkeit und selbst scheinbare Widersprüche nicht wundern dürfen. Frühere Gipfel des Trachytgebirges werden schon hervortreten, während ihre Umgebung noch von der Basaltdecke verhüllt ist, so dass *scheinbar* ein Durchbruch des Trachyts (oder Andesits) durch Basalt vorliegt.

In dieser Weise glaube ich z. B. die drei am Fusse des Herrenheck mitten im Basalt auftretenden Andesitvorkommen nicht als wirkliche Durchbrüche, sondern als Durchragungen älterer Gipfel durch die jüngere Decke auffassen zu müssen. Noch ein weiterer Umstand ist für das Verständnis der Vertheilung der Trachyte und Andesite und ihrer Rolle bei der heutigen Oberflächengestaltung zu berücksichtigen. Da die Entstehung des Trachytgebirges, wie im folgenden gezeigt werden soll, wahrscheinlich an den Anfang der Braunkohlenformation des Westerwaldes (? Oligocän) zu legen ist — wenn nicht in einen noch früheren Zeitabschnitt —, so mussten seine Thäler zum grössten Theil von den jüngeren Tertiärablagerungen und noch späteren Bildungen wieder ausgefüllt werden, wodurch auf weite Strecken hin der ursprüngliche Zusammenhang des krystallinen Gebirges verdeckt sein dürfte. Die heutigen Wasserläufe haben diese Bedeckungen in den tiefen Mulden des Grundgebirges noch nicht zu durchschneiden vermocht. Andererseits sind die jetzigen Thäler — wie auch ein grosser Theil der flacheren Höhen — mit diluvialen und alluvialen Bildungen erfüllt und bedeckt, so dass die Möglichkeit des Auftretens der trachytischen Gesteine auf eine ganz bestimmte Zone von ziemlich constanter Höhenlage im unteren Theil der Thalgehänge, aber über dem eigentlichen Thalboden beschränkt ist, wo wir sie in der That fast ausschliesslich antreffen, wenigstens so weit sie dem Gebiet der centralen Basaltdecke angehören. Nach der Peripherie des Verbreitungsgebietes nimmt ihr Auftreten einen selbständigeren Charakter an. Es fehlt hier die Basaltdecke, dagegen breiten sich in den weiten Thalmulden die tertiären und jüngeren Ablagerungen aus, scheinbar durchbrochen von den isolirten Kuppen der eruptiven Gesteine.

Ein für die Altersbeziehungen der trachytischen und basaltischen Gesteine wichtiger Punkt ist bisher unberührt geblieben. Die Basalte des Westerwaldes gehören bekanntlich zwei verschiedenen geologischen Perioden an. Sowohl an der Basis wie an der oberen Grenze der Westerwälder Tertiärbildungen treffen wir deckenförmig gelagerte Basaltmassen.

Wenn bisher von dem höheren Alter der trachytischen Gesteine gegenüber den mit ihnen verbundenen Basalten die Rede war, so erhebt sich nun die Frage, welcher der beiden Gruppen diese letzteren angehören; mit anderen Worten, ob die Trachyte älter sind als beide,

oder ob sie nur dem jüngeren Basalt gegenüber als das ältere Gestein zu betrachten, aber selbst vielleicht jünger sind als der ältere Basalt. Hierauf lässt sich leider zur Zeit keine Antwort geben, da in Ermangelung durchgreifender petrographischer Unterschiede die Zugehörigkeit eines Basaltes zur älteren oder jüngeren Abtheilung nur durch unmittelbare Beobachtung der Lagerungsverhältnisse erkannt werden kann. Die hiezu erforderlichen Aufschlüsse aber sind in unserem Gebiete wohl nur in den Braunkohlengruben gegeben, wo häufig der „Sohlenbasalt" unter und der „Dachbasalt" über der Braunkohlenformation aufgeschlossen ist. Bei keinem der hier in Betracht kommenden Basalte hat jedoch auf diese Weise das Alter bestimmt werden können. Möglicherweise sind es sämmtlich jüngere. Es bleibt somit ungewiss, ob die Trachyte und Andesite auch älter sind als die älteren Basalte. Die Möglichkeit ist nicht abzuweisen, dass ihr Ausbruch in die Zeit zwischen beiden basaltischen Ergüssen fiel.

Angelbis berichtet von Basaltcinschlüssen im Andesit von Weidenhahn. Diese müssten also älterem, das heisst vortrachytischem Basalt entstammen. Ich selbst fand dort grosse Bruchstücke eines schwarzen Gesteins als Einschlüsse, die sich aber nicht als Basalt herausstellten (s. unten). Aber selbst wenn der Angabe von Angelbis ein Irrthum zu Grunde liegen sollte, bleibt jene Möglichkeit bestehen, und der Vergleich mit anderen Gegenden zeigt, dass ein solcher wiederholter Wechsel in dem petrographischen Charakter der Eruptivgesteine desselben Gebietes wohl vorkommt. Liesse sich diese Auffassung für unsere Westerwälder Eruptivgesteine wahrscheinlich machen, so wäre damit ein ziemlich genauer Anhalt für die Altersbestimmung der Trachyte und Andesite gegeben. Ihr Ausbruch müsste dann zur Zeit der Ablagerung der Westerwälder Braunkohlenbildungen stattgefunden haben.

Ausser den von Angelbis erwähnten Einschlüssen scheint mir noch ein anderer Umstand allgemeinerer Natur hiefür zu sprechen; das sind die Beziehungen der festen Gesteine zu den lockeren Auswurfsmassen. Mag man auch die vielbestrittene Frage nach dem Ursprung der Westerwälder Bimssteine für unentschieden halten oder sie mit Sandberger und Brauns im Sinne ihrer Herkunft von einer Ausbruchsstelle des Laacher Seegebietes beantworten, so wird man doch für die in unserem Gebiete auftretenden Trachyttuffe ihre Zuge-

hörigkeit zu eben diesem Gebiete nicht in Zweifel ziehen können. In dieser Beziehung möchte ich mich ganz der Auffassung und den Ausführungen von Angelbis (Erl. zur geologischen Specialkarte, Blatt Montabaur, 13 f.) anschliessen.

Wollen wir nun nicht — wozu gar kein Anlass vorhanden ist — zwei verschiedene trachytische Eruptionsperioden annehmen, so würde das geologische Alter der Tuffe auch für die Altersbestimmung der Eruptionen der massigen Trachyte massgebend sein müssen.

Leider herrscht auch in dieser Beziehung, wie über so viele ähnliche Fragen, infolge der ungenügenden Aufschlüsse Unsicherheit und ein bisher ungeschlichteter Streit verschiedener Ansichten.

Während Angelbis den Tuffen[1]) und den damit verbundenen Bimssteinen ihre stratigraphische Stellung zwischen älterem und jüngerem Basalt anweist, hält F. Sandberger[2]) diese Bildungen zwar ebenfalls für wesentlich gleichalterig mit der westerwälder Braunkohlenformation und daher zum Untermiocän gehörig, „wenigstens so lange, als nicht entschiedene Oligocänversteinerungen in ihnen nachgewiesen worden sind", doch nimmt er, gestützt auf eine Angabe von Seelbach (in Odernheimer, Das Berg- und Hüttenwesen des Herzogthums Nassau) eine Lagerung der Tuffe unter dem Sohlenbasalt an. Es lässt uns also gerade an dem für die Erkenntnis des Alterverhältnisses der beiden Hauptgesteinsarten — Trachyte und Basalte — entscheidenden Punkte die Deutung der Lagerungsverhältnisse im Stich. Ich selbst habe mich mit der sehr verworrenen Tuff- und Bimssteinfrage nicht näher befassen können; irgend welche Umstände, die zu ihrer Klärung beitragen könnten, sind mir nicht bekannt geworden. Bis auf weiteres möchte ich die Ansicht von Angelbis für die wahrscheinlichere ansehen und somit die trachytische Eruptionsperiode in die Zeit zwischen den beiden basaltischen verlegen.

Specielle Lagerungsverhältnisse und einzelne Aufschlüsse.

Die mehrfach hervorgehobenen Schwierigkeiten, Einblick in die besonderen Lagerungsverhältnisse der einzelnen Vorkommen zu ge-

[1]) Erläut. zur geologischen Specialkarte Blatt Westerburg 9, Blatt Montabaur 18).

[2]) Z. D. g. Ges. 1882, 149.

winnen, lassen es begreiflich erscheinen, dass gerade über diesen Punkt in unserem Gebiete bisher nur vereinzelt Betrachtungen veröffentlicht sind.

Angelbis will in den Andesitvorkommen des oberen Saynthales einen in der Thalrichtung, also südwestlich—nordöstlich streichenden Gang erblicken, ferner erwähnt er einige gangartige Vorkommen von Andesit in der Nähe von Selters im Trachyttuff bei Nordhofen.[1]) Letztere konnte ich nicht untersuchen, einerseits des gegenwärtigen Zustandes jener Aufschlüsse wegen, dann weil mir die betreffenden Stellen nicht zugänglich waren. Die Häufung der trachytischen Aufschlüsse im Saynthal scheint mir nach dem früher Gesagten sich ungezwungen als Folge der Thalbildung selbst zu erklären. Auf die Unzulässigkeit einer Verbindung aller dieser „Andesite", die wenigstens drei verschiedene Gesteinstypen darstellen, zu einem Gange wurde ebenfalls schon hingewiesen.

Dagegen glaube ich bei einigen anderen Vorkommen mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit gangförmige Lagerung annehmen zu können. Bei einigen weiteren lässt sich wenigstens auf einer Seite die Begrenzung mit ausreichender Genauigkeit feststellen. In allen diesen freilich nicht sehr zahlreichen Fällen zeigt sich eine gewisse Constanz des Streichens, insofern dieses sich bei allen Schwankungen im einzelnen doch fast stets innerhalb des Quadranten Ost zu Süd, also Stunde 6—12, hält, anscheinend mit der Bevorzugung der beiden Grenzrichtungen ostwestlich und südnördlich. Selten und dann nur um kleine Winkel von der letzteren Richtung (nordsüdlich) abweichend tritt das Streichen in den Quadranten Nord zu Ost über.

Die wichtigsten Punkte für die Beobachtung der Streichrichtungen sind folgende:

1. Himmrich bei Wölferlingen, Kramberg bei Rotzenhahn.

An beiden Punkten findet sich dasselbe Gestein. Der Kramberg als einer der Fundorte des „Isenits" (Bertels, l. c.) ist schon seit längerer Zeit bekannt: das Vorkommen wird in der petrographischen Literatur meist unter dem Namen „Kriegershecke bei Wölferlingen" aufgeführt. Am Himmrich erwähnt v. Dechen (Erl. z. geol. Karte, II, 42) sein Vorkommen in Blöcken, die „der Lage nach nicht vom Kramberg abzuleiten sind". Neuerdings ist es nun hier auch anstehend

[1]) Erl. Blatt Selters 14.

in einem kleinen Steinbruch an der Westseite aufgeschlossen worden. Bei der vollkommenen Uebereinstimmung der Gesteinsausbildung hat es wohl kein Bedenken, einen unmittelbaren Zusammenhang der beiden, nur durch diluviale und alluviale Bildungen getrennten Vorkommen anzunehmen. Die seitliche Begrenzung dieser Andesitmasse ist leider nur am Himmrich mit einiger Bestimmtheit zu bezeichnen, da dieser selbst in seiner Hauptmasse, also östlich von dem erwähnten Aufschluss, aus Basalt besteht. Dieser Umstand und die gegenseitige Lage der beiden Aufschlüsse (Kramberg, fast genau nördlich vom Himmrich) scheinen für einen nordsüdlichen Verlauf der Gesteinsgrenze zu sprechen. Eine nähere Feststellung ist bei der allgemeinen Diluvialbedeckung leider nicht thunlich. Ebenso bleibt das Altersverhältnis beider Eruptivgesteine ungewiss.

2. In ähnlicher Weise werden zwei Andesitvorkommen östlich von Wirges zu verbinden sein. Das eine liegt an der Strasse Wirges-Moschheim und ist unmittelbar am Wege in einem kleinen verlassenen Bruch aufgeschlossen. Das zweite befindet sich in geringer Entfernung, circa 1000 Meter, nördlich davon nahe der Strasse Wirges-Leuterod. Auch hier lässt die Uebereinstimmung des Gesteins von beiden Punkten ungezwungen einen Zusammenhang construiren. Da zwischen beiden, aber östlich ihrer Verbindungslinie, die Trachytmasse des Hülsberges liegt, während der Zwischenraum in grosser Ausdehnung von Trachyttuff — neben Diluvialbildungen — eingenommen wird — so liegt die Annahme nahe, dass die beiden Andesitaufschlüsse einem nordsüdlich streichenden Gange angehören, der hier an der Grenze von Trachyt und Tuff aufgebrochen ist.

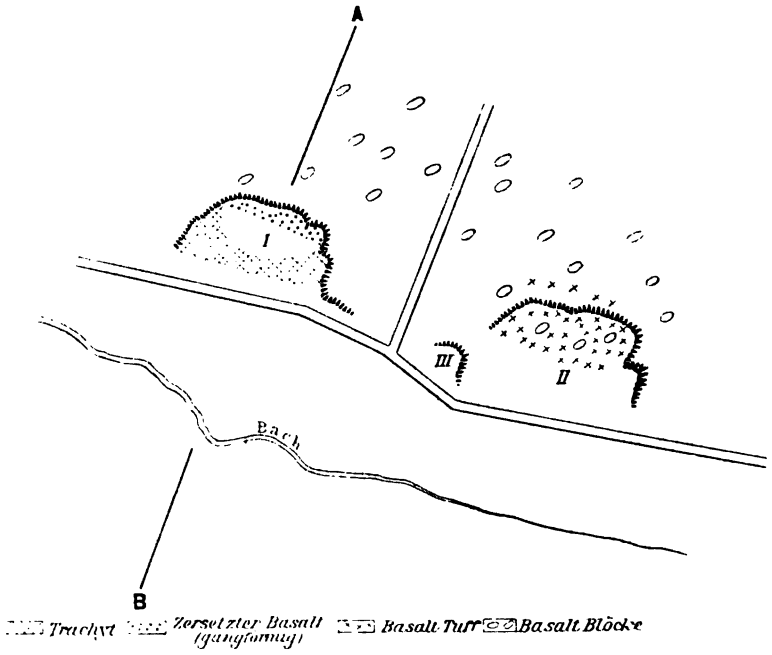
Bei dieser Auffassung würde das Vorkommen zugleich einen Schluss auf das relative Alter beider Gesteine — Trachyt und Andesit — gestatten.

3. Das Trachytvorkommen nördlich von Ewighausen an der rechten Seite des von Maxsayn heraufziehenden Thälchens. Dies ist die einzige mir bekannt gewordene Stelle, die eine unmittelbare Beobachtung des Contacts von trachytischem und basaltischem Gestein gestattet, freilich leider ohne dass dadurch die Erkenntnis der gegenseitigen Beziehungen erheblich gefördert würde.

Zur Veranschaulichung der Verhältnisse diene die beifolgende Fig. 1. Von den drei hier vorhandenen, leider ziemlich verfallenen Aufschlüssen kommt nur der nordwestliche (I) in Betracht. Hier zeigt

sich am Eingang, sowie an beiden Seitenwänden (am Nordwest- und Südost-Stoss) ein helles trachytisches Gestein anstehend. Im Hintergrunde (Nordost-Stoss) dagegen findet man ein bröckeliges, stark verwittertes Gestein von dunkelgrauer Farbe, anscheinend basaltischer Natur. Beide setzen scharf aneinander ab. Ihre Grenze läuft mit

Fig. 1.



Aufschlüsse in Trachyt nördlich von Ewighausen.

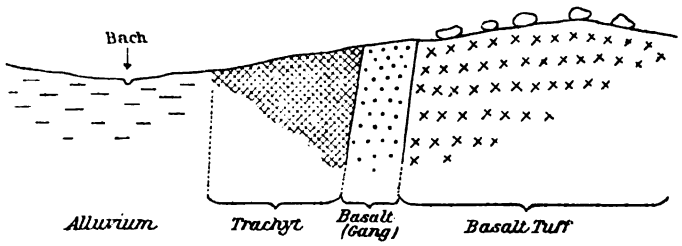
Nordwest-Südost-Streichen quer durch den Bruch und zeigt im Profil (am Nordwest- und Südost-Stoss) vollkommen verticalen Verlauf.

Im Aufschluss II findet sich weder der Trachyt, noch der Basalt wieder. Anstehend ist hier nur Basalttuff zu beobachten, ausserdem liegen vereinzelte Basaltblöcke umher. In III ist überhaupt nichts Anstehendes sichtbar, dieser Aufschluss ist durch Schutt und Geröll aus I und II fast ganz ausgefüllt.

Bei dem verfallenen Zustand dieser beiden letzten Aufschlüsse muss es einstweilen unentschieden bleiben, ob die beiden Gesteine aus I — wie nach dem beobachteten Streichen anzunehmen — sich nach dieser Seite fortsetzen.

Oberhalb der Aufschlüsse, also nach Nordost, findet man nur eine dichte Anhäufung von Basaltblöcken gleich denen, die im Aufschluss II umherliegen und hier wahrscheinlich herabgestürzt sind. Hervorzuheben ist die vollkommene Frische des Basaltes dieser Blöcke gegenüber der mürben und zersetzten Beschaffenheit des anstehenden Gesteins in I, dessen Basaltnatur übrigens durch die mikroskopische Untersuchung erhärtet wird.

Fig. 2.



Profil *B*—*A* nördlich von Ewighausen.

Es ist in der Fig. 2 eine Profildarstellung der beobachteten Verhältnisse versucht worden, wenngleich zugegeben werden muss, dass auch andere Deutungen nicht ausgeschlossen sind.

Der hier auftretende Trachyt ist jedenfalls als Theil einer grösseren Masse aufzufassen, da auf der gegenüberliegenden Thalseite solcher wiederum anstehend, wenn auch etwas in abweichender Ausbildung, in einem kleinen verlassenen Steinbruchversuch aufgeschlossen ist und auch weiterhin Trachytfindlinge hier an den aus Basalttuff bestehenden Abhängen des Renzeberges häufig auftreten, so dass daraus wohl auf anstehendes Gestein in geringer Tiefe geschlossen werden darf.

Der an den Trachyt stossende, zersetzte Basalt wird dann am natürlichsten als Gang angesehen, während die auf der Oberfläche

herumliegenden Blöcke — deren Verschiedenheit von jenem anstehenden Basalt schon betont wurde — vielleicht Reste einer jüngeren, einst über den Tuff ausgebreiteten Decke darstellen.[1])

4. An diesem Orte müssen auch die Lagerungsverhältnisse am Sengelberg bei Salz, dem bekannten Fundpunkte des „Nosean-Andesits" von Sandberger, des „Isenits" von Bertels, näher betrachtet werden.

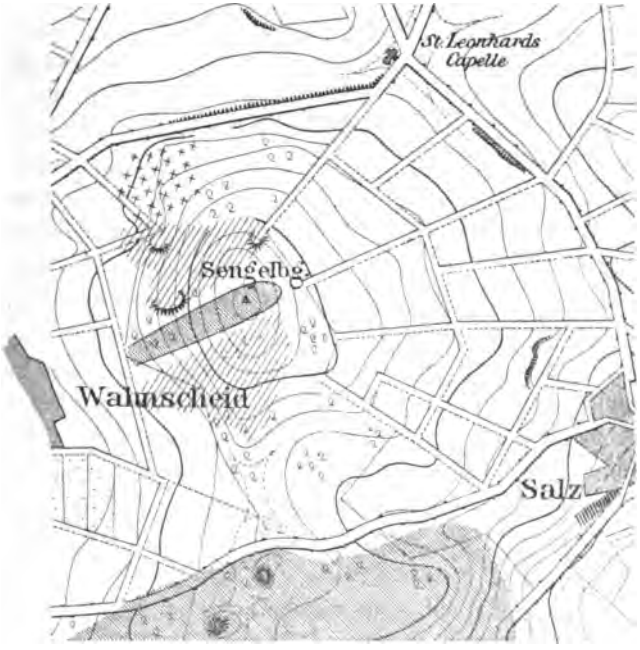
An dem Aufbau des Berges betheiligen sich Andesit („Isenit") und Basalt. Der genauen Feststellung des Antheils jedes der beiden Gesteine und der Verfolgung ihrer Grenzen bereitet namentlich die dichte Bedeckung mit Wald und Unterholz erhebliche Schwierigkeiten. Es liess sich unter diesen Umständen nur Folgendes mit Sicherheit ermitteln:

Steigt man von der St. Leonhardscapelle an der Nordseite des Berges die hier von der Chaussee abzweigende Schneuse hinan (s. Fig. 3), so kommt man im Walde nicht mehr weit vom Gipfel zu dem Hauptaufschluss des Andesits, einem ziemlich grossen verlassenen Steinbruch, den auch v. Dechen und Bertels angeben. Dasselbe Gestein, in wesentlich übereinstimmender Ausbildung, findet sich auch auf dem grössten Theil der Westseite des Berges. Es ist hier anstehend in zwei kleineren, ebenfalls verlassenen Steinbrüchen aufgeschlossen. Auch die zahlreichen, lose umherliegenden Blöcke bestehen lediglich aus diesem Gestein. In dieser Weise lässt sich die Verbreitung des typischen, porösen, grosskrystallinischen „Isenits" hier nordwärts bis zu einer nordwestlich am Waldrande verlaufenden Schneuse verfolgen. Auf dieser Schneuse und von hier ab weiter auf der Nordwest- und einem Theile der Nordseite des Berges tritt ein Gestein von abweichendem Habitus auf — dunkel, fast schwarz, basaltähnlich, mit grossen Einsprenglingen von Hornblende —, Bertels' „dichte Varietät" des „Isenits". Trotz des abweichenden Aussehens erweist die genauere, namentlich mikroskopische Untersuchung die wesentliche Uebereinstimmung beider Abarten. Die dichte, schwarze Varietät ist anstehend nirgends aufgeschlossen, doch lassen

[1]) Eine photographische Wiedergabe dieser, bei der grossen Seltenheit charakteristischer Aufschlüsse immerhin interessanten Verhältnisse, wie sie sich im Aufschluss I darstellen, erschien leider nicht thunlich, da die beiden Hauptgesteine sich so gut wie gar nicht von einander abheben.

die zahlreichen losen Blöcke mit genügender Sicherheit ihre Verbreitung erkennen. Ein Uebergang der einen in die andere Ausbildungsweise ist in dem nördlichen der beiden Steinbrüche an der Westseite insofern zu erkennen, als das hier anstehende Gestein, obwohl im ganzen noch dem „normalen Isenit“ ähnlich, doch weit

Fig. 8.



Andesit („Isenit“) anstehend Dichte Varietät in losen Blöcken Basalt

Isenit-Vorkommen am Sengelberg.

weniger porös erscheint und die dichte Grundmasse den Einsprenglingen gegenüber an Bedeutung gewinnt. Blöcke, die beide Formen in geringem Abstand nebeneinander aufweisen, wie es Bertels beschreibt, habe ich nicht beobachtet.

Mit dem Angeführten ist die Verbreitung des „Isenits“ auf der nördlichen Hälfte des Berges, soweit sie sich an Aufschlüssen oder

Findlingen mit einiger Sicherheit nachweisen lässt, erschöpft. Auf der Südseite finden wir das typische Gestein auf einem flachen terrassenartigen Vorsprung unterhalb des Gipfels. Die genauere Feststellung seiner Verbreitung ist hier wegen des sehr dichten Unterholzes besonders schwierig, doch scheint es sich zusammenhängend nach dem Südwest-Fuss herabzuziehen, wo die Blöcke wieder reichlicher auftreten.

Zwischen dieser südlichen und der vorher beschriebenen nördlichen Andesitpartie zieht sich nun, den Gipfel des Sengelberges bildend, eine Zone von Basalt hin.

Oberhalb des zuerst erwähnten Hauptaufschlusses auf der Nordseite ist der Boden zunächst noch etwa 20 Schritte weit mit Andesitblöcken bestreut, dann stellt sich, rasch an Menge zunehmend, Basalt ein. Der Gipfel selbst besteht aus grossen aufeinandergehäuften Basaltblöcken, zwischen denen aber auch anstehende Massen hervorragen. Dieser Blockgipfel stellt der Form nach einen Ostnordost-Westsüdwest verlaufenden Grat dar, der sich nach Westen deutlich bis fast an den Fuss des Berges verfolgen lässt und nördlich wie südlich von Andesit begrenzt ist.

Wenn daher Angelbis[1]) meint, dass das Verhältnis vom Andesit zum Basalt hier als Durchbruch des ersteren durch letzteren aufgefasst werden müsse, so ergibt sich aus dem eben dargelegten Befunde mit viel grösserer Wahrscheinlichkeit gerade das entgegengesetzte Verhalten. Damit wird ein Hauptargument, das Angelbis für das höhere Alter des Basaltes gegenüber den Andesiten angeführt, hinfällig. Ein Vergleich der von ihm gegebenen Darstellung (Blatt Westerburg d. geol. Specialkarte) mit der beifolgenden Skizze lässt die Abweichung von den thatsächlichen Verhältnissen erkennen, die ihn zu seiner Auffassung führte.

Uebrigens muss erwähnt werden, dass schon Bertels (a. a. O., pag. 153) den Basalt des Gipfels aufgefunden hatte und ein gangförmiges Vorkommen darin vermuthete, wenngleich er ihn nicht weiter verfolgen konnte und deshalb in unzutreffender Weise als ringförmig von Andesit umgeben darstellte.

Eine vollständige Klarlegung der Verhältnisse und genaue Abgrenzung beider Gesteine war mir leider trotz eifrigster Nach-

[1]) Erläuterung. Blatt Westerburg 11.

forschung bei wiederholten Besuchen nicht möglich, da, abgesehen von sonstigen Schwierigkeiten der Beobachtung die ganze östlich des eigentlichen Gipfels gelegene Hälfte des Berges aller Aufschlüsse entbehrt. Der Basaltrücken des Gipfels lässt sich auch ostwärts noch ein kurzes Stück verfolgen, verschwindet aber bald im Waldboden. Vereinzelt liegen dann hier noch grosse „Isenit"-Blöcke umher, doch scheint Basalt, nach der Zahl der Findlinge zu urtheilen, hier vorzuherrschen.

Bei den bisher besprochenen Vorkommen handelte es sich um die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse zweier Eruptivgesteine, bei den beiden noch folgenden Beispielen kommen die Beziehungen eines Eruptivgesteins zu einem sedimentären Nebengestein in Betracht.

5. Saynthal unterhalb Zürbach. Hier ist ein eigenthümliches trachytisches Gestein in gleicher Ausbildung an zwei gegenüberliegenden Punkten der rechten und linken Thalseite aufgeschlossen, die man wohl unbedenklich mit einander in Verbindung bringen darf. Der Aufschluss am linken Ufer, am Fuss des Stockhahn, wurde schon bei einer früheren Gelegenheit als Beispiel der Ueberlagerung von Trachyt durch Basalt und Basalttuff angeführt.

Im übrigen ist es leider so verrutscht, dass über die seitliche Begrenzung und das unmittelbare Nebengestein keine sichere Angabe gemacht werden kann. Jedenfalls kann das trachytische Gestein nach Osten keine erhebliche Ausdehnung über die Grenzen des eigentlichen Aufschlusses hinaus haben, da hier in gleichem Niveau sich bald Augit-Andesit und dann Basalt einstellen. Im Westen verhindert Diluvialbedeckung das Erkennen der Grenze und des Nebengesteins. Etwas günstiger liegen die Verhältnisse auf der nördlichen Thalseite. Hier sind zwar nur zwei sehr unbedeutende flache Gruben vorhanden, in denen der anstehende Trachyt sichtbar wird, doch lässt sich hier seine Verbreitung in ziemlich enge Grenzen einschliessen, sowie auch das Nebengestein mit grösserer Sicherheit angeben.

Dies ist im Osten der die anstossende Höhe bildende Basalt, im Westen devonischer Quarzit. [1])

[1]) Letzterer ist auf Blatt Selters der geolog. Special-Karte nur auf der rechten Seite des hier einmündenden Seitenbaches angegeben. Er erstreckt sich aber auch auf dessen linkes Ufer und nimmt hier einen Theil des dort mit der Signatur des Andesits bezeichneten Raumes ein.

Man erhält also durch Verbindung der unzweifelhaft zusammengehörigen Aufschlüsse auf beiden Thalseiten ein kurzes Stück eines Nordnordwest—Südsüdost streichenden gangförmigen Trachytvorkommens. Ganz ähnliche Verhältnisse wiederholen sich etwas weiter abwärts am Saynebache bei Selters, nämlich einmal

6. in beiden Trachytvorkommen an der Hammermühle, die, nur durch den Thaleinschnitt und seine Alluvialbildungen getrennt, zweifellos zusammengehören, auch vollkommene petrographische Uebereinstimmung zeigen.

Die Verbindungslinie beider Punkte würde ungefähr Ost—West-Streichen besitzen. Im östlichen der beiden Aufschlüsse tritt zudem eine kleine, aber deutliche Quarziteinlagerung hervor, welche die Trachytmasse in zwei Theile zerlegt und ebenfalls für die Auffassung Ost—West streichender Gänge spricht. Vielleicht sind es Apophysen der grösseren Masse des „Hahn" bei Selters. Wenigstens würde die Gesteinsbeschaffenheit diese Auffassung nur begünstigen, nach dem mikroskopischen Befunde lässt sich das Gestein dieser Aufschlüsse kurz als eine glasreiche Ausbildung desjenigen vom Hahn definiren.

Den dritten Fall des Contactes von Trachyt mit devonischen Schichten bietet dann

7. die Masse des Hahn bei und in Selters. Hier wiederholen sich die in den zuletzt besprochenen Aufschlüssen constatirten Verhältnisse in vergrössertem Massstabe. An der südlich aus dem Orte herausführenden Strasse, kurz vor der Abzweigung des nach Nordhofen führenden Weges, tritt hier ebenfalls devonischer Quarzit auf. Das Vorkommen scheint den früheren Beobachtern entgangen zu sein. Obwohl der Aufschluss nur sehr ungenügend ist, scheint es auch hier, dass die Gesteinsgrenze einen ungefähr ost-westlichen Verlauf nimmt, wodurch die Trachytmasse des Hahns in zwei ziemlich gleiche Theile zerfallen würde.

Zu dem nördlichen Theile dürfte der gegenüber, am rechten Ufer des Saynbaches, befindliche Trachytfundpunkt zu ziehen sein. Angelbis hat diesem letzteren Vorkommen auf der Karte (Blatt Selters) eine ziemlich grosse Ausdehnung gegeben; jetzt ist es jedenfalls an einer ganz beschränkten Stelle in einem äusserst dürftigen Aufschlusse sichtbar, der nicht einmal die Gewinnung eines einiger-

massen frischen Handstückes gestattet, viel weniger zu einem Urtheil über die Lagerungsform befähigt.

Als einigermassen problematisch seiner Gangnatur nach mag hier noch einmal der erste der schon angeführten trachytischen „Züge" v. Dechen's erwähnt werden, bestehend aus den beiden Arzbacher Köpfen und dem Trachytvorkommen von Isenberg. Obwohl nur die ähnliche Beschaffenheit der an den beiden ziemlich weit von einander entfernten Punkten auftretenden Gesteine zur Rechtfertigung einer solchen Verbindung angeführt werden kann, verdient doch der Umstand Beachtung, dass die gerade Verlängerung dieser Verbindungslinie wieder auf ein ganz ähnliches Gesteinsvorkommen trifft, nämlich den Brodekonsberg (oder Bruder-Kunzberg) bei Honnef. Dadurch würde also eine Verbindung der Westerwälder mit den siebengebirgischen Trachyten hergestellt. Immerhin kann eine solche Vermuthung nur mit grösster Reserve ausgesprochen werden. Die petrographische Uebereinstimmung scheint mir bei den grossen gegenseitigen Abständen der drei isolirten Vorkommen keinen ausreichenden Beweis zu liefern, während die Anordnung auf einer geraden Linie auch zufällig sein kann.

Aeussere Erscheinungsweise, Absonderungsformen.

Die schon mehrfach berührten Eigenthümlichkeiten der landschaftlich-orographischen Gestaltung der verschiedenen selbständig auftretenden Gesteinsmassen verdienen noch eine kurze zusammenfassende Besprechung.

Von allen in unserem Gebiete vorkommenden vulcanischen Bergformen unterscheiden sich die nicht vulcanischen Höhen dadurch, dass sie mächtige, weithinziehende und breite Bergrücken bilden, die mit keiner Bergform vulcanischen Ursprungs verwechselt werden können. Solche sehen wir überall ausserhalb des Hohen Westerwaldes; devonische Schiefer, Grauwacken und Quarzite sind ihre Hauptbestandtheile. Im Hohen Westerwalde bestehen alle Höhen aus Basalt; für sie ist die Form des flachen, meist einseitig etwas geneigten Tafelberges bezeichnend und entspricht der vorherrschenden Deckennatur dieser Vorkommen. Daneben sieht man, wie erwähnt, auch Basaltkuppen, theils echte, primäre, theils secundäre.

Die trachytischen Gesteinskörper treten, wie aus früher Gesagtem zu entnehmen, der Mehrzahl nach in keiner Weise selbständig im Bodenrelief hervor. Die wenigen, die hievon eine Ausnahme machen, zeigen eine regelmässige, ziemlich spitze Kegelform als charakteristisch (vergl. Erläuterung zur geologischen Specialkarte Blatt Ems: die Teufelsköpfe bei Arzbach), allerdings manchen Basaltkuppen ähnlich werdend.

Der Phonolith besitzt in den grösseren Massen sehr schön ausgeprägt die ihm durchaus eigenthümliche Dom- oder Kuppelform; andere zum Theil auch ziemlich ausgedehnte Vorkommen treten dagegen landschaftlich wenig oder gar nicht hervor.

Nicht weniger bezeichnend als die Bergformen sind für die verschiedenen Arten der Eruptivgesteine in unserem Gebiete bestimmte Absonderungsweisen.

Für den Basalt wurde schon das Vorkommen einer doppelten Art von Absonderung betont mit dem Hinweis, dass die gröbere, als pfeilerförmig zu bezeichnende den deckenartigen Vorkommen angehören dürfte, während die Ausbildung regelmässiger Säulen meist in geneigter und oft deutlich gegen eine verticale Axe convergirender Stellung wahrscheinlich eine echte primäre Kuppe andeutet.[1])

Bei den trachytischen Gesteinen erscheint, soweit sie durch Steinbrüche hinreichend aufgeschlossen sind, die säulenförmige Absonderung durchaus herrschend. Bei den grösseren, d. h. ausgedehnteren Vorkommen sind die Säulen dick, pfeilerartig, dabei aber doch ziemlich regelmässig und besser ausgebildet als die groben Basaltpfeiler. Die besten Beispiele dieser Art sind der Hahn bei Selters, das Vorkommen von Wölferlingen und das zwischen Ruppach und Dahlen; alle durch ausgedehnte Steinbrüche vorzüglich aufgeschlossen. Ferner findet sich diese Säulenbildung am Lanzenberg bei Vielbach, bei Helferskirchen im Andesit, am Trachyt bei Zürbach u. s. w.

Bei den kleineren Vorkommen sind die Säulen weit schlanker, oft von grosser Regelmässigkeit und wie die Säulen der Kuppenbasalte häufig meilerartig angeordnet.

---

[1]) Vergl. Hazard, Ueber die Unterscheidung von Decken- und Stielbasalten. Diese Mitth., XIV, 1894, 297.

Diese Ausbildungsweise ist ausgezeichnet zu beobachten am grossen Arzbacher Kopf, am Trachyt von Isenburg, dessen sehr vollkommene Säulen in grosser Höhe aufgeschlossen sind, bei Eschelbach (siehe Tafel II), Bollscheid bei Mogendorf, am Hetzstein bei Heilberscheid, bei Winterroth, am Burgwald bei Goldhausen, bei Moschheim etc. Zu der Säulenbildung tritt bei fortschreitender Verwitterung sphäroidischer Zerfall. Das den Siebengebirgs-Andesiten (Wolkenburg, Stenzelberg) am meisten ähnelnde Gestein von Quirnbach besitzt auch dieselbe roh pfeilerförmige Absonderung wie jene. In nicht genügend tiefen Aufschlüssen ist die Säulenabsonderung oft nur undeutlich oder selbst gar nicht zu erkennen.

Dagegen sind nur wenige Fälle anzuführen, wo bei tiefreichenden Aufschlüssen die Abwesenheit der sonst charakteristischen Säulenbildung zu constatiren ist. Der Andesit zwischen Hahn und Obersayn gehört hieher und ebenso der Trachyt von Dahlen. Am auffallendsten aber ist das Fehlen jeder regelmässigen Absonderung in den grossen Brüchen zwischen Weidenhahn und Düringen. Das in grosser Ausdehnung und Tiefe aufgeschlossene Gestein erscheint fast vollkommen ungegliedert, nur von wenigen schwach geneigten Klüften durchsetzt, zu denen in weiten Abständen andere stark geneigte annähernd senkrecht verlaufen. Der Gesammteindruck dieser Gesteinsmasse ist infolge dessen vielmehr der einer mächtigen ungeschichteten Tuffbildung als eines festen Eruptivgesteins. Der grossartig aufgeschlossene, eigenthümliche Trachyt des Hülsberges lässt nur eine ganz undeutliche Pfeilerbildung erkennen.

Die Absonderungseigenthümlichkeit der Phonolithe besteht vorzugsweise in plattschiefriger Zertheilung, die oft horizontal, oft aber auch in den verschiedensten Neigungen verläuft. Sie ist sowohl in den künstlichen Aufschlüssen als an den schroffen, oft bizarren Klippen, die dies Gestein mit Vorliebe bildet, zu beobachten. Während die meisten Vorkommen dünnplattig bis schiefrig sind, zeichnet sich der Phonolith des Breiteberges durch dicke, bankartige Absonderung aus und liefert infolge dessen ein brauchbares Material zur Herstellung würfelförmiger Pflastersteine. Die hohen, an den Längsseiten fast senkrecht abgeschnittenen Phonolithklippen auf der nördlichen Seite des Herrenheck (bei Nieder-Sayn) zeigen eine Absonderung in rohe, horizontale Säulen. Der Augitandesit endlich verhält sich be-

züglich der Absonderung sehr ähnlich dem Phonolith. Dünnplattige Absonderung ist auch hier das häufigste. Oft aber werden die die Plattung bedingenden parallen Klüfte unter verschiedenen Winkeln von anderen durchschnitten, so dass oft sehr schöne dünnsäulige und stengelige Stücke entstehen. Auch in der Klippenbildung scheint der Augitandesit den Phonolith zuweilen gewissermassen nachzuahmen. Sehr schön sind alle diese Eigenthümlichkeiten am Schenkelberg zu beobachten; aber auch die Vorkommen in Hartenfels, zwischen Selters und Maxsayn, bei Zürbach, vom Ruppberg etc. zeigen mehr oder weniger deutlich dasselbe Verhalten.

(Ein zweiter Artikel folgt.)

IX. Vergleichende Experimente über Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen unter erhöhtem und normalem Druck.

Von **Carl Fr. Wilh. A. Oetling**, geb. zu Hamburg.

(Mit 5 Tafeln und 1 Abbildung im Text.)

I. Theil.

In dieser Schrift beabsichtigt der Verfasser einen Beitrag zur Kenntnis der sich vollziehenden Vorgänge bei der Bildung von Gesteins-, respective Mineralproducten in höherer Temperatur, sowie auch unter gleichzeitiger Theilnahme von höherem Drucke zu liefern.

Wenn auch das Hauptgewicht in dieser Arbeit auf die Gesteinsmagmen gelegt worden ist, so sollen doch auch die diesen in mancher Beziehung nahe verwandten Lösungen einige Berücksichtigung finden.

Zur Entwicklung eines anschaulichen Bildes sei es auch gestattet, Thatsachen anzuführen, die scheinbar nicht ganz hieher gehören, doch aber der Vollständigkeit halber, insbesondere wegen der Schlussfolgerungen nicht gut unerwähnt gelassen werden konnten.

Von den wesentlichsten Momenten, welche bei diesen sich abspielenden Vorgängen in Frage kommen, sollen im Folgenden behandelt werden:

1. Der Einfluss des Druckes auf schwereres und leichteres Schmelzen.

2. Der Uebergang vom flüssigen in den gasförmigen Zustand mit Berücksichtigung der kritischen Temperatur und des kritischen Druckes.

3. Steigerung, respective Abnahme der Lösungsfähigkeit durch erhöhte Temperatur und Druck

a) von festen Körpern,

b) von gasförmigen (Absorptionen).

4. Die Krystallisationsfähigkeit von Lösungen und Schmelzen:
   A. Erscheinungen unter normalem Druck,
   B. unter erhöhtem Druck,
   C. durch Entlastung.

5. Das Zustandekommen der allotropen und heteromorphen Ausbildungsformen und ihre Beziehung zu erhöhtem Druck und Temperatur.

6. Die Reactionsgeschwindigkeit bei höherem Druck und höherer Temperatur, sowie die katalytischen Wirkungen.

In diesen einzelnen Abschnitten sollen zunächst die hauptsächlichsten bisherigen Ergebnisse aus der Literatur aufgeführt werden unter besonderer Berücksichtigung derjenigen Verhältnisse, welche auch bei der darauffolgenden Schilderung der eigenen Versuche vorwiegend in Frage kommen.

1.

Der Druck übt, wie bereits schon vielfach beobachtet, auf den Aggregatzustand nahe dem Umwandlungspunkte einen bedeutenden Einfluss aus. So schreibt z. B. Gmelin: „Die Aenderung der Schmelz- und Erstarrungstemperatur mit dem Drucke hängt von den Volumenverhältnissen der betreffenden Substanz im festen und flüssigen Zustande in der Art ab, dass durch eine Druckerhöhung der Schmelzpunkt von Körpern, welche sich beim Uebergange in den flüssigen Zustand ausdehnen, ebenfalls steigt, dagegen der Erstarrungspunkt erniedrigt wird. Das Umgekehrte findet statt, wenn das Flüssigkeitsvolumen kleiner ist als das Volumen im festen Zustande.“ Zu den Körpern, deren Volumen im festen Zustande kleiner ist als im flüssigen, gehören:

1. alle Silicatschmelzen, insbesondere alle auskrystallisirten, da ihre specifischen Gewichte höher sind als die der Gläser (Granit = 2·63, Obsidian = 2·3—2·4)[1],

2. einige Metalle, z. B. Blei, Zinn.[2]

Sie bleiben also, wenn einmal geschmolzen, unter erhöhtem Drucke länger flüssig als unter normalem, das heisst es sinkt ihr Erstarrungspunkt, während ihr Schmelzpunkt in die Höhe rückt.

---

[1]) Amorphe Substanzen haben nach Wöhler überhaupt einen anderen Schmelzpunkt als die krystallisirte Modification.

[2]) Eilh. Wiedemann, Ann. d. Phys., N. F., 1883, Bd. XX, pag. 228.

Das Gegentheil ist, wie gesagt, bei Körpern der Fall, die sich beim Uebergange vom flüssigen in den festen Aggregatzustand ausdehnen; hiezu sind zu zählen: das Eisen, das Wismut, das Wasser; das heisst der Schmelzpunkt wird sinken, während die Temperatur des Erstarrungspunktes steigt.

Amagat hat hierüber Versuche angestellt, leider aber ausser mit Wasser nur mit organischen Verbindungen. So erstarrte bei ihm Tetrachlormethan

unter	210	Atmosphären bei	— 19·5°
„	620	„ „	0°
„	900	„ „	+ 10°
„	1160	„ „	+ 19·5°

Benzol, das sich nach Pisati bei 0 Atmosphäre Ueberdruck und 4·45° verfestigt, fing unter 700 Atmosphären schon bei 22° an zu krystallisiren. Seine Versuche über Wassererstarrung zeigen aber doch wohl, dass es Ausnahmen gibt, denn das Eis wurde unter Druck flüssig und erstarrte auch wieder bedeutend unter 0°, da die Temperatur nicht verändert wurde. Auf diese Experimente soll noch einmal später zurückgegriffen werden.

Nach Clausius wird die Abhängigkeit der Schmelztemperatur vom Drucke durch folgende Gleichung ausgedrückt:

$$\frac{dT}{dp} = 10.333 \frac{T(\sigma - \tau)}{425{\cdot}7\,\gamma},$$

worin $\frac{dT}{dp}$ die Aenderung des Schmelzpunktes pro Atmosphäre Druckerhöhung, T die absolute Temperatur des Schmelzpunktes, σ das specifische Volumen (das Volumen der Gewichtseinheit) für den flüssigen Zustand, τ das specifische Volumen für den festen und γ die latente Schmelzwärme ist.

Die Richtigkeit der Gleichung ist durch Reicher, Mallard, Le Chatelier und Silvio Lussana zur Genüge bewiesen worden.

2.

Werden Flüssigkeiten, respective Schmelzflüsse immer stärker und stärker erhitzt, so werden sie allmählich verdampfen. Dieser Umwandlungspunkt liegt bekanntlich unter gewöhnlichen Verhältnissen bei einer specifischen Temperatur, z. B. für Wasser bei 100°, für Quecksilber bei 350°, für Zink nach verschiedenen Angaben bei 916—954°, für

Blei zwischen 1450 und 1600°. Steigt jedoch gleichzeitig der Druck genügend, so rückt der Siedepunkt um ein ganz Bedeutendes hinauf, bis er schliesslich den kritischen Punkt bei einem kritischen Drucke erreicht, worüber hinaus das Medium nur in Gasform zu existiren vermag. So siedet z. B. das chemisch reine Wasser

unter	1 Atmosphäre bei	99·09°
„	5 Atmosphären bei	150·99°
„	10 „ „	178·89°
„	15 „ „	197·24°
„	20 „ Ueberdruck bei .	213°
„	50 „ „ „ .	265°
„	196 „ „ „ .	370°
(der krit. Druck)		(die krit. Temperatur).

Wir nehmen demnach wohl mit Recht an, dass ein grosser Theil der Elemente auf der Sonne gasförmig ist, während man aus gleichen Gründen erfahrungsmässig schliessen muss, dass das Wasser im glutigen Innern der Erde sich nur in Gasform findet. Es ist daher auch die von Löwl in seinem Buche über die gebirgsbildenden Felsarten ausgesprochene Ansicht als irrig zu bezeichnen, welche dahin geht: „. . . dass das Magma der Tiefe im Gegensatze zu künstlichen Glasflüssen auch Liquida enthält, zumal Wasser, überhitztes Wasser, das sich trotz der hohen Temperatur nicht in Dampf verwandeln kann, weil es durch den ungeheuren Druck, unter dem das Magma steht, im flüssigen Zustande zurückgehalten wird . . . So haben wir uns das Magma der Tiefe als einen schmelzflüssigen und mit Wasser durchtränkten Silicatbrei vorzustellen."

Werden jedoch bei der Ueberhitzung unter Druck feste Substanzen gelöst, so tritt dagegen eine Steigerung des Siedepunktes, indessen eine Verminderung des Dampfdruckes ein.

3.

Was die Lösungsfähigkeit von Flüssigkeiten und Schmelzflüssen anbetrifft, so haben wir hier zweierlei zu unterscheiden:

α) diejenige von festen Körpern,

β) „ „ gasförmigen Körpern, die sogenannte Absorption.

Während im allgemeinen mit steigender Temperatur die Löslichkeit zunimmt, so existirt doch eine Reihe von Salzen, bei denen zunächst

wohl eine Zunahme der Löslichkeit specifisch in Wasser eintritt, auf welche dann aber eine Abnahme folgt.

Eisen und Aluminium, sowie auch Silber, Kobalt und Nickel lösen mit steigender Temperatur den Kohlenstoff und scheiden ihn bei der Abkühlung als Graphitblättchen aus. Silicatschmelzen lösen nach Luzi (Beiträge zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffes) auch den Kohlenstoff, scheiden diesen jedoch nur dann als Graphit aus, wenn die Schmelze krystallinisch erstarrt).[1])

Borax löst die Thonerde und lässt sie beim Concentriren durch Eindampfen als Korund, respective Rubin auskrystallisiren (Ebelmen).

Von Sorby[2]) wird bezüglich der Lösungsfähigkeit der Salze bei steigendem Drucke hervorgehoben, dass dieselbe abhängig ist von der Volumenänderung, welche bei der Ausscheidung der Salze aus ihren Lösungen stattfindet. Ist die Auflösung des Salzes von einer Ausdehnung begleitet und die Ausscheidung daher mit einer Contraction verbunden, so nimmt die Löslichkeit mit steigendem Drucke ab; findet jedoch, was meist der Fall, eine Contraction bei der Auflösung und eine Ausdehnung bei der Ausscheidung statt, so nimmt mit wachsendem Drucke die Löslichkeit zu. Der ersten Classe gehört z. B. Chlorammonium an, der zweiten z. B. Chlornatrium, Kupfersulfat, Kaliumsulfat.

Hervorragende Aufklärung über die erhöhte Lösungsfähigkeit einiger Substanzen in Wasser bei Druck- und Temperaturzunahme bieten die Versuche von Doelter, Friedel und Sarasin, von Chrustschoff (die Erzeugung von künstlichen Zirkonen) und besonders die von Daubrée über die Herstellung von Quarzkrystallen, welche durch die Auflösung von Glas und Obsidianen in verschlossenen Röhren bewirkt wurde. Wenn die Wasserstandsgläser der Dampfkessel zwar auch wohl Auflösungen zeigen, doch sich hier die Kieselsäure nicht als Quarz abscheiden kann, so ist dies dem Umstande zuzuschreiben, dass unter diesen Verhältnissen stetig neues Wasser an das Glas herantritt und dadurch keine Concentration in dem Lösungsmittel erfolgt. Es ist jedoch zu bemerken, dass durchaus nicht ein so hoher Druck in den Röhren geherrscht hat, als Daubrée annahm; die deformirten Rohre würden wahrscheinlich

[1]) Ber. d. d. chem. Ges., 1891, Bd. XXIV, pag. 4093.

[2]) Proc. Roy. Soc., 1863, Bd. XII, pag. 538.

bei ihrem Verhältnis von Wandstärke zum Durchmesser ein anderes Bild der Zerreissung gezeigt haben, wenn diese nicht lediglich die Wirkung von Flüssigkeit war. Wäre alles Wasser in Gasform umgewandelt gewesen, so würde die Wirkung desselben derjenigen expandirender Pulvergase gleichkommen und granatenähnliche Zersprengungen hervorgebracht haben. Aus diesem, sowie aus der Steigerung des Siedepunktes durch Auflösung fester Substanzen ist zu schliessen, dass solches Wasser den kritischen Punkt nicht erreichte, daher auch unter Berücksichtigung der Dampfdruckerniedrigung statt der angegebenen 1000 Atmosphären wohl nur 180—200 Atmosphären in den Rohren geherrscht haben mag, indem die von Daubrée angewandte Temperatur nur wenig den kritischen Punkt des reinen Wassers überstieg, und der kritische Druck des letzteren bei 196 Atmosphären liegt. Wohl aber ist es möglich, dass durch die Ausdehnung des Wassers bei zunehmender Temperatur die Rohre ziemlich ganz ausgefüllt waren und hiedurch ein Platzen verursacht wurde.

b)

In anderer Weise geschieht jedoch die Lösung, die Absorption der Gase. Hier wird sie durch den Druck gefördert und durch die Temperaturzunahme (vom Zeitpunkte des Flüssigwerdens an gerechnet) verringert. So ist z. B. der Absorptionscoëfficient für Kohlensäure in Wasser nach v. Wroblewski (Physik.-chem. Tabellen von Landolt und Börnstein, Berlin 1895, 2. Aufl.)

bei 0° und 1 Atmosphäre = 1·797
„ 0° „ 30 „ = 33·75
„ 12·43° „ 1 „ = 1·086
„ 12·43° „ 30 „ = 23·25

für Kohlensäure in Wasser nach Bunsen

bei 760 Millimeter und 0° = 1·7967

nach Rohr und Bock bei 100° = 0·2438.

Erstarrt eine Flüssigkeit oder Schmelze, so gibt sie im Augenblicke des Festwerdens das absorbirte Gas fast vollständig wieder ab. So absorbirt geschmolzenes Silber sein 22faches Volumen Sauerstoff und gibt denselben beim Erstarren wieder ab, wobei das noch flüssige Silber umhergeschleudert wird, was man als „Spratzen" des Silbers bezeichnet. Das Platin und das Aluminium haben die Eigenschaft, den Wasserstoff aufzusaugen; Aluminium nimmt auch Kohlen-

säure auf. Silicatschmelzen absorbiren gasförmiges Wasser, welches sich entweder bei rein glasiger Erstarrung chemisch an das Glas gebunden, oder bei krystallinischer Festwerdung als Flüssigkeitseinschlüsse in den entstandenen Mineralien wiederfindet.

Was die Frage betrifft, ob ein künstlicher Schmelzfluss mit Leichtigkeit gleichförmig in allen seinen Theilen mit Gasen erfüllt werden kann, oder ob das Gas nur oberflächlich einzudringen vermag, so habe ich bei einem Vorversuche die Beobachtung gemacht, dass überhitzter Wasserdampf in eine stark viscose Schmelze ohne Druck nicht sehr tief eindringt, wenn man nach der nur theilweisen Entglasung urtheilen will, welche hier als eine Folge des Vorhandengewesenseins von Wasserdampf gelten muss, indem die sehr kieselsäurereiche Schmelze bei der kurzen Abkühlungszeit ohne Beeinflussung durch auf dieselbe geleiteten Wasserdampf allemal rein glasig erstarrt. Bei genügender Dünnflüssigkeit und hohem Drucke mag wohl wie bei Flüssigkeiten die Durchdringung eine vollkommene sein.

Wie die Abscheidung des Gases bei dem allmählichen, im Gegensatze zu dem plötzlichen Festwerden erfolgt, ist mir wenig bekannt geworden.

4.

Mit dem Ausdrucke der „Fähigkeit", auszukrystallisiren, soll bezeichnet werden das Vermögen überhaupt, durch Anregung der Krystallisationskraft eine Scharung der Molecüle herbeizuführen, um Körper mit gesetzmässiger äusserer Flächenbegrenzung und innerer Structur, sowie von stöchiometrisch geregelter chemischer Zusammensetzung zu bilden.

A.

Unter normalem Druck.

Die Fähigkeit kann durch verschiedene Umstände gefördert werden.

α)

In erster Linie sind hier zu nennen die Substanzen, welche von Fouqué und Michel Lévy nach dem Vorgange von Élie de Beaumont als „agents minéralisateurs" bezeichnet wurden. Es sind dies nach Doelter die Elemente Bor, Fluor, Chlor, Kohlenstoff, Schwefel, Wolfram und Lithium, sowie deren Verbindungen, als z. B.

Flussspath, Borax, Kohlensäure (Michel Lévy), wolframsaures Natrium und Chlorlithium. Ueber diese liegt eine reiche Anzahl von Versuchen von französischen, deutschen, österreichischen und russischen Forschern vor.

Zu diesen grossentheils festen Körpern gesellt sich noch das gasförmige Wasser, dessen Wirkung auf künstliche Schmelzen bisher noch wenig erprobt wurde, während viele andere Beobachtungen die Vermuthung erhärten, dass dasselbe von eminenter Kraft sei.

Die Wirkungsweise dieser Krystallisatoren scheint ganz ähnlich derjenigen der Katalysatoren zu sein, das heisst, ohne sich selbst zu verändern oder mit andern Stoffen zu verbinden, wird bei ihrer Gegenwart eine Neubildung gefördert.

β)

Es sei jedoch auch erwähnt, dass es Körper gibt, welche die entgegengesetzte Wirkung hervorbringen, die man vielleicht als Akrystallisatoren bezeichnen könnte, weil sie lähmend auf die krystallbildende Kraft einwirken. Dieses ist für Silicatschmelzen vor allen Dingen nach J. H. L. Vogt (Mineralbildung in Schmelzmassen, pag. 218—233) die Thonerde, über deren Wirkung er eingehende Studien gemacht hat. Durch allmähliche Steigerung des Thonerdegehaltes unter Beibehaltung desselben Basicitätsgrades und derselben Relation zwischen den verschiedenen *RO*-Basen in einer und derselben Silicatschmelze sank die Grösse der ausgeschiedenen Melilith- und Pyroxenindividuen unter Voraussetzung derselben Dauer der Abkühlung stets mehr und mehr herab, und ein immer zunehmender Theil des Magmas erstarrte als Glas; bei noch höherem Thonerdegehalte wird die Krystallisation der Mineralien gänzlich gehemmt, man bekommt ein reines Glas ohne irgendwelche krystallisirte Ausscheidungen.

In der Glashüttentechnik gebraucht man als „Glasbildner" besonders Na_2O und K_2O. Auch PbO wirkt der Krystallisation entgegen.

γ)

Wohl bei weitem der wichtigste Umstand, welcher die Krystallisation zu fördern vermag, ist aber die Abkühlungsdauer. Vogt zeigte, dass, selbst wenn die Krystallisation durch mässigen Zusatz von Thonerde gehemmt wurde, die Wirkung der letzteren durch

grössere Dauer der Abkühlung ganz oder theilweise aufgehoben werden konnte.

Der Punkt, an welchem diese Dauer am grössten sein soll, ist bekanntlich von den beiden französischen Forschern Fouqué und Michel Lévy durch ihre classischen Reproductionen vulcanischer Gesteine in demjenigen viscosen Zustande der Silicatschmelze festgestellt worden, in welchem das Magma wachsweich ist und durch einen Platinstab noch Eindrücke erhalten kann.

Doelter, sowie auch Fouqué und Michel Lévy citiren für künstliche Schmelzen bezüglich der Dauer solcher Versuche 12—48 Stunden oder mehr, wenn z. B. Leucit auskrystallisiren soll.

δ)

Der dritte Fall für die Förderung der Fähigkeit, Krystalle zu bilden, ist die Anwendung gewisser Temperaturhöhen. Doelter gibt z. B. an, dass Quarz aus wässeriger Lösung nicht unter 250° zu erhalten ist. H. Ste. Claire-Deville hat gezeigt, dass geradezu durch öftere Veränderung der Temperatur das Wachsen der Krystalle schwer löslicher Substanzen erleichtert wird.

ε)

Viertens endlich sind es mechanische Einflüsse, die beizutragen vermögen, dass sich Krystalle ausscheiden. So können z. B. in einer übersättigten Lösung durch Hineinwerfen von Körpern gleicher oder isomorpher chemischer Zusammensetzung plötzliche Ausscheidungen wachgerufen werden, die sonst gar nicht erfolgen würden. Eine nicht so stürmische Kraftentwicklung tritt ein, wenn ein Krystall in eine leichter krystallisirende, nicht so stark übersättigte Lösung hineingehängt wird; in diesem Falle wird sich sein Volumen allmählich vergrössern. Genau so, wie dieser Krystall in seiner begonnenen Form weiterwächst, ist als dritter Punkt anzuführen, dass ein verstümmelter Krystall das Bestreben hat, die Wundflächen auszuheilen. Neuerdings hat sich noch Rauber eingehend mit diesen Vorgängen beschäftigt und nennt in seiner Schrift „Die Regeneration der Krystalle", Leipzig 1895, pag. 79, solche Stücke beliebiger Form den Fortpflanzungskörper.

Auf Grund der so bei wässerigen Lösungen gemachten Erfahrungen ist es höchst wahrscheinlich, dass auch in Schmelzen mecha-

nisch hineingebrachte Fragmente Anregung zur Ausscheidung gleichartiger Substanzen bieten. So mag es vielleicht geschehen, dass von einem hervorbrechenden Granitmagma ein Stückchen Quarz von den Wänden der Spalte mit losgerissen wurde und dieses alsdann genügt, um die Ausscheidung reiner Kieselsäure fortpflanzend nach allen Richtungen hin zu bewirken; oder wenn man sich einen mit Kohlenstoff hochgradig geschwängerten Gusseisenfluss denkt, so könnte vielleicht der Diamant bei der Abkühlung eine Veranlassung geben, dass sich gleichartige Substanz ausscheide.

Weiter gehört zu der Kategorie der mechanischen Einwirkungen das Reiben an den Wandungen mit kantigen Stäben (basisch phosphorsaure Ammon-Magnesia: $2\,MgONH_4\,.\,PO_5 + 12$ aq.), ferner die Erschütterung. Letztere wirkt nach Wulff (Zeitschr. f. Kryst., XI, pag. 120) fördernd:

1. wenn die Bewegung eine fortdauernde ist und keine Ruhepausen eintreten,

2. wenn die Bewegung eine derartige ist, dass der sich bildende Krystall in wechselnder Lage bespült wird.

B.

Die bisher angeführten Erscheinungen beruhen auf Beobachtungen unter normalem Drucke; was aber die Fähigkeit des Auskrystallisirens unter erhöhtem Drucke anbetrifft, so seien hier zunächst die Versuche von Spring aufgezählt.

Aus Kupferspänen und Schwefelpulver entstand bei 8000 Atmosphären Druck schwarzer Kupferglanz in krystallinischer Form. Jodkalium und Chlorquecksilber gaben bei 2000 Atmosphären rothes Jodquecksilber und Chlorkalium.

Zweitens mag hier an das Krystallinischwerden von Metallen unter mechanischer Einwirkung, besonders durch Druck, manchmal auch unter Anwendung erhöhter Temperaturen erinnert werden; hierher gehören insbesondere die Structurveränderungen an Eisenbahnschienen und -wagenrädern, die man als Ursache für eine grosse Anzahl von Brüchen bezeichnet (P. Kreuzpointner: Die Krystallisation von Eisen und Stahl durch Erschütterung).

Doelter (Allgem. chem. Mineralogie, Leipzig 1890, pag. 130) führt eine Reactionserscheinung bei gesteigertem Druck und Temperatur an, in der wir eine Hinweisung auf thatsächliche Förderung

der Krystallisation erblicken können. Aus Chloraluminium fällt kohlensaures Natrium Thonerde, welche bei 300° als Korund krystallisirt. Es konnte aber nicht beobachtet werden, ob die Auskrystallisation plötzlich oder mit der allmählichen Abnahme von Temperatur und Druck vor sich ging. Anderseits (pag. 145) sagt er jedoch: „Nach meinen Beobachtungen zu urtheilen bilden sich solche niedere Entwicklungsstufen der Krystalle (Longulite und Krystalloide) aus Lösungen insbesondere dort, wo hoher Druck angewandt wird."

C.

Endlich haben wir noch die Krystallisation bei gänzlicher oder theilweiser Entlastung zu erwähnen, und für diesen Fall möchte ich nachfolgenden Versuch citiren. In den Experimenten von Amagat (Comptes rendus, Nr. 16, 1893), „Sur la cristallisation de l'eau par décompression au dessous de zéro", finden sich Andeutungen über die Fähigkeit unter Druck zu krystallisiren vor. Er erhielt gute Krystalle durch allmähliche Entlastung des durch Druck verflüssigten Eises bedeutend unter 0°, wenn es auch immerhin ziemlich schwierig sei, wohl ausgebildete Krystalle zu gewinnen. Die vorliegende Förderung der Krystallisation müssen wir aber dem Umstande zuschreiben, dass die gewöhnliche, plötzliche Erstarrung in eine allmähliche durch die langsame Entlastung umgewandelt wird.

5.

Bezüglich der Ueberführung eines Elementes in seine andere, allotrope Modification oder einer Verbindung in eine heteromorphe Ausbildungsform wissen wir, dass sie am meisten durch Temperaturveränderung hervorgebracht werden, z. B. der Uebergang des monoklinen Schwefels in den rhombischen bei 95·6°[1]), des gelben Phosphors in den rothen bei 250°, des Aragonits in Kalkspath, des Quarzes in Tridymit.

Dass diese Umwandlung durch Druck gefördert werde, scheint nicht immer der Fall zu sein. Bei den Versuchen von Reichers

[1]) W. Nernst, Theoret. Chemie, 1895, pag. 50: „Unter Atmosphärendruck sind die rhombischen und monoklinen Umwandlungsphasen bei 95·6° im Gleichgewicht; wird der Druck constant erhalten, so geht oberhalb derselben der rhombische Schwefel in den monoklinen, unterhalb derselben umgekehrt der monokline in den rhombischen über."

bezüglich der Umwandlungstemperatur des Schwefels in seine rhombische Form sank mit zunehmendem Druck die erstere und bei denjenigen von Silvio Lussana zeigte sich, dass bei der ersten Modification von Ammoniumnitrat unter einem Drucke von 1—250 Atmosphären die Umwandlungstemperatur von 35·45° auf 42·76° stieg, bei der zweiten Modification unter gleichem Drucke von 85·85° auf 82·23° zurückging.

Nach Spring ging bei 5000 Atmosphären und gewöhnlicher Temperatur monokliner Schwefel in die rhombische Form über (Bull. acad. r. des sciences de Belgique, Bd. XLIX, 1880, pag. 323).

Die Moissan'schen Versuche (H. Moissan, Action du bore et du silicium sur un carbure de fer défini maintenu à l'état liquide. Rev. ind., 135, 1895), um die allotrope Modification des Kohlenstoffes, den Diamant, unter Druck zu erhalten, lassen keine bestimmten Schlüsse zu, da erstens die erzeugten Körper nur Verbindungen des Kohlenstoffs mit 15 Procent Kieselsäure waren und zweitens es sehr fragwürdig ist, ob überhaupt ein Druck auf die Schmelze ausgeübt wurde, denn nach den Untersuchungen West's (Die Contraction des Gusseisens, Engng., 24. April 1895, pag. 557) vermehrt sich das Volumen des Gusseisens im Augenblicke des Erstarrens und schwindet wieder beim Erkalten. Sollte die durch Abkühlen gewonnene äussere Hülle gleichwohl einen Druck auf etwa noch vorhandenes flüssiges Eisen im Innern ausgeübt haben, so würde die Widerstandsfähigkeit eines solchen Mantels doch zu gering gewesen sein, um ohne zu zerbersten einen so eminenten Druck auszuhalten.

Es können die von Moissan erhaltenen harten Producte ebenso gut Ergebnisse plötzlicher Erstarrung sein, da sich auch im abgeschreckten Gusstahle ähnliche Körper finden, bei deren Entstehung hoher Druck nicht mitwirkt; die Menge Eisen, die er anwandte, betrug 150—200 Gramm und konnte daher sehr leicht gänzlich durchkühlen. Ausserdem hat R. v. Chrustschoff gezeigt, dass Silber bis zum Sieden erhitzt sehr stark Kohlenstoff aufzunehmen vermag, der beim Erkalten des Silbers zum Theil sich als Diamant ausscheidet. (Zeitschr. f. anorg. Chemie, Nr. 4, pag. 472.)

Endlich sei noch die wichtige Thatsache erwähnt, dass es kürzlich Léon Frank gelungen ist, aus jeder ihm zur Verfügung gestellten Stahlsorte (besonders Gusstahl) Carboverbindungen und Diamanten von reinstem Kohlenstoff und zum Theil nicht unbeträcht-

licher Grösse herauszuätzen. (Zeitschr. f. Stahl u. Eisen, XVI. Jahrg., Nr. 15, 1896.)

6.

Wir haben schliesslich noch einen Blick auf die Reactionsgeschwindigkeit zu werfen.

Es ist bekannt, dass dieselbe durch Temperaturerhöhung wächst und ebenso nach den Forschungen von J. Thilo (Ueber den Einfluss niederer Temperaturen auf chemische Vorgänge. Verh. deutsch. Naturf., Nürnberg 1894, pag. 99—102) bei sehr niedrigen Temperaturen gänzlich aufhört. Ob aber die Reactionsgeschwindigkeit mit steigendem Drucke grösser wird, darüber gehen die Ansichten der Autoren sehr auseinander. Cailletet verhinderte durch hohen Druck die Wirkung von Säuren auf Carbonate und Metalle, so dass bei 60—120 Atmosphären die Einwirkung der Schwefelsäure auf das Zink aufhörte (Compt. rend., 1869, pag. 395). Aehnliches bestätigen auch Pfaff's Versuche, dass bei 10—15° und 55—60 Atmosphären Salpetersäure aus Kalkspath keine Kohlensäure entwickelt, ferner dass bei 15—20° und mindestens 80 Atmosphären durch Schwefelsäure und Zink kein Wasserstoff mehr erzeugt wurde. Spring vereinigte, wie schon erwähnt, unter 5000 Atmosphären Kupfer und Schwefel zu Kupferglanz. Jannettaz dagegen erhielt selbst bei 8000 Atmosphären nur spurenhafte Vereinigungen. Anderseits ist es aber Thatsache, dass unter einem Drucke von 20 Atmosphären circa 1 Cubikcentimeter Presskohle durch einen glühenden Draht entzündet in der calorimetrischen Bombe im reinen Sauerstoff mit explosionsartiger Geschwindigkeit verbrennt.

Schliesslich ist noch die Vermehrung der Reactionsgeschwindigkeit durch die sogenannten Katalysatoren zu erwähnen, von denen schon gesagt wurde, dass in ihrer Wirkungsweise eine gewisse Analogie mit den Krystallisatoren besteht. Es gibt nämlich Stoffe, welche die Geschwindigkeit einiger Reactionen beschleunigen, ohne sich dabei selbst zu verändern, z. B. das Platinmoor, das Gase zu verdichten vermag, ferner die Säuren, deren Gegenwart proportional den freien Wasserstoffjonen beschleunigend wirkt, endlich Wasserstoffjonen, bei deren Gegenwart Gasgemische am besten explodiren, indem diese als Ueberträger des Sauerstoffs dienen.

II. Theil.

Die bisherigen Versuche zur Herstellung künstlicher Mineralien und Gesteine auf trockenem Wege beschränken sich, abgesehen von Sublimationen, vorwiegend auf Schmelzungen im offenen Tiegel. Vogelsang, Daubrée, v. Chrustschoff u. A. beschickten ferner geschlossene Rohre, respective Tiegel mit gepulvertem Material und Flüssigkeiten; über solche Experimente ist zuvor schon gesprochen worden. Künstliche Mineralbildungen unter hohem Druck mit Gasspannungen, welche von diesen Processen unabhängig waren, schlugen bisher stets fehl, da jene Spannungen einzig und allein durch die Vergasung der einmal eingeschlossenen Flüssigkeiten mittels Erhitzung des ganzen Apparats von aussen her erzeugt wurden und letztere nicht allzuweit getrieben werden konnte, indem bei 200—300° ein Minimum der Festigkeit des Eisens liegt und die des Kupfers stetig von 0° an abnimmt. Zumeist waren auch die Verschlüsse falsch construirt und so entwichen die gespannten Gase durch diese und durch die Wände der Gefässe und konnten durch neue nicht ersetzt werden. Auch sinkt die Spannung der Gase nach eigenen Beobachtungen beim Abkühlen in ganz bedeutendem Masse, gerade da, wo man annimmt, dass sie am wichtigsten sei.

Schmelzungen unter Gasdruck[1]) sind mit Ausnahme des Patent Menges-Hagg (Dissociirofen, D. R. P. Nr. 40.354, beschrieben in Vogel und Rössing, Handbuch der Elektrochemie), welches ich erst nach der Vollendung meines Apparates kennen lernte, nur in jüngster Zeit ganz unabhängig von einander von Prof. Lepsius-Darmstadt (Krupp'sches Consortium), Dr. Moyat-Offenbach und mir ausgeführt worden. Ueber die von Anderen erzielten Erfolge ist mir leider weiter nichts bekannt, als was ich aus der Moyat'schen Patentanmeldung (Actenzeichen M 11.249, Verfahren zur Darstellung von Diamanten oder diamantähnlichen Körpern aus Kohle mittels elektrischer Glühhitze; zurückgezogen am 19. December 1895) ersehen konnte und das später zu besprechende Stück Smirgel. Uebrigens

[1]) Chatelier presste Calciumcarbonat in einem Stahlcylinder zwischen zwei Stahlbolzen mit einem Druck von über 1000 Atmosphären und erhitzte es durch eine eingelagerte Platinspirale auf über 1000° C. v. 115, 817, 1892.

kann ich mir nicht recht vorstellen, dass durch Moyat's Vergasung von Paraffin ein hoher Druck erzielt worden sei; dieses lässt schon die Stopfbüchsenconstruction nicht zu; es sind ihm nach eigener Angabe die Dichtungen des öftern herausgeflogen. Bei diesen, sowie bei den übrigen mir bekannt gewordenen Versuchen haben keine manometrischen Messungen stattgefunden.

Die Quintessenz des Problems, eine Schmelzung unter hohem Gasdruck vorzunehmen, ist:

1. Die Erhitzung von Substanzen im Innern eines geschlossenen Gefässes, welches stets eine Temperatur besitzt, bei welcher das Material die grösste Festigkeit zeigt oder, wenn letzteres nicht möglich, von genügender Wandstärke ist;

2. dass der Druck — im Gegensatz zu den früheren Versuchen, bei welchen dies nicht der Fall war — unabhängig von der Erhitzung der Substanz im Innern ist;

3. dass die trotz aller Vorsicht bei so hohem Drucke entweichenden Gase sich ersetzen lassen, oder doch die Spannung durch andere Mittel constant erhalten werden kann;

4. dass die Spannung mit Leichtigkeit plötzlich oder allmählich sich vermindern lässt;

5. die Messung der Spannung und möglichst auch die Messung der jeweiligen Temperatur;

6. schliesslich die Beobachtung der Schmelze von aussen her.

Von diesen Grundgedanken ausgehend, boten die comprimirte Kohlensäure und die Elektricität willkommene Mittel zur hauptsächlichen Lösung dieses Problems.

Nach einer jahrelangen Reihe von Vorversuchen und Erprobungen verschiedener Schmelzverfahren, sowie durch die Aneignung einer Praxis, bei welcher keine Opfer an Zeit, Arbeit und Kosten gescheut wurden, entstand allmählich ein Apparat, dessen letzte Ausführungsform in Folgendem beschrieben wird.

Ein kugelförmiges Gefäss (Tafel III *A*) von 336 Millimeter innerem und 460 Millimeter äusserem Durchmesser (also einer Wandstärke von 62 Millimeter) war mit einer Deckelplatte *B* von 50 Millimeter Dicke verschlossen. Wegen des grossen Deckeldruckes (bei 680 Atmosphären = nominell 22.462 Kilogramm) war der Eingang möglichst klein gewählt worden (65 Millimeter Durchmesser) und hielten 12 Stück $^7/_8$zöllige Kopfschrauben *CC* aus langfaserigem

Siegener Holzkohleneisen demselben das Gegengewicht. Das Gefäss war gefertigt aus Stahlformguss weicher Qualität mit einer Festigkeit von 40—50 Kilogramm pro Quadratmillimeter und von Fr. Krupp, Grusonwerk, liebenswürdigerweise zum Selbstkostenpreise geliefert. Das Gewicht im unbearbeiteten Zustande betrug 273 Kilogramm.

Es war die Kugelform gewählt worden, erstens wegen grösserer Festigkeit durch die sphärische Spannung und zweitens hauptsächlich deshalb, um durch Ausfüllung mit Isolirmasse die Wandungen vor der inneren strahlenden Glut zu schützen; zugleich sollte damit der innere schädliche Raum erfüllt werden. Im Verlaufe der Versuche stellte sich jedoch heraus, dass jene Vorsichtsmassregel, sowie das anfängliche Kühlen von aussen her unnöthig und sogar schädlich war, weshalb die isolirende Kieselguhreinlage später weggelassen wurde. An ihre Stelle traten Eisenfeilspäne, welche die von aussen her zur Erhöhung der Spannung der eingeschlossenen Gase zugeführte Wärme besser leiteten. Im Innern der Kugel verblieb somit nur ein dem Eingange entsprechender cylindrischer Hohlraum. Infolge dessen dürfte aus diesem und einem gleich zu erläuternden Grunde anstatt eines kugelförmigen ein cylindrisches Gefäss, wie es Tafel IV punktirt angibt, zweckmässiger sein, da ein solches Stück nicht gegossen zu werden braucht, sondern geschmiedet und nach dem Loch- und Ausziehverfahren von Erhardt hergestellt werden kann, was bezüglich der Gasdichte und Festigkeit bei Hunderten von Atmosphären von unschätzbarem Werte ist.

In den Deckel *B* eines solchen Gefässes mussten nun sowohl isolirt als auch gasdicht die beiden kupfernen Leitungsstangen *EE* von 15 Millimeter Durchmesser eingesetzt werden, welche den zur Schmelzung erforderlichen elektrischen Strom zuführen sollten; dies geschah dadurch, dass der auf die Stangen hart aufgelöthete Bund *F* aus Kupfer zwischen zwei harte Vulcanfiberscheiben mittels $1^1/_2$zölliger Stopfbüchsenschrauben *D* gepresst wurde, während Stangen und Bund nach allen Seiten hin 3 Millimeter Abstand hatten, und die Löcher ausserdem noch durch Vulcanfiberpapier ausgekleidet waren. Die Stangen waren nicht zu kurz gewählt worden, da sie sich naturgemäss durch ihr grosses Wärmeleitungsvermögen erhitzen und dadurch eventuell die Dichtungen schädigen konnten. Diese Dichtungsweise hat sich sehr gut bewährt, bei weitem besser als Stopfbüchsen mit Asbestpackung.

In den Deckel war ferner eingeschraubt ein Ventilstutzen *R* zum Anschliessen der Leitung für das comprimirte Gas und zweitens eine trichterförmig ausgedrehte Schraube *M*, welche ein Bergkrystallsäulchen *N* von 18 Millimeter Dicke und 19 Millimeter Durchmesser zwischen flexible Vulcanfibern eingepresst enthielt. Wegen Gefahr des Platzens wurde alsdann nicht direct durch dieses, sondern mittels eines aussen angebrachten dünnen, leicht zertrümmerbaren Spiegels *P* der Schmelzprocess im Innern der Kugel beobachtet.

Die Dichtung des Deckels geschah durch eine gut eingeschliffene Liederung *G*, von 9 Millimeter Breite und 5 Millimeter Tiefe bei 106 Millimeter äusserem Durchmesser, die mit harter Vulcanfiber ausgelegt worden war. Auch diese schloss absolut selbst bei den höchsten Gasdrücken.

Um mit einer aussergewöhnlichen Sicherheit zu arbeiten, wurde das Gefäss auf 680 Atmosphären mittels Wasserpressung geprüft, was, beiläufig erwähnt, umgerechnet auf die Kugelinnenfläche, 2·4 Millionen Kilogramm nominelle Belastung ausmacht.

Die Schmelzungen wurden dadurch erzielt, dass zwischen den beiden Enden der Leitungsstangen *EE* ein Platinband *K* von 9 Millimeter Breite eingeschaltet wurde, welches den Tiegel in Form eines **U** oder **W** durchlief und durch den Strom zur Weissglut gebracht wurde.[1]) Der Tiegel *H* war ein starkwandiger Kupfertrog, welcher an eine der Leitungsstangen angeschraubt und mit Chamottelehm ausgefüttert war. Durch diese Einrichtung erfolgt die Schmelzung lediglich durch die Wärmeabgabe des Platins, indem die zunächstliegenden Theile zu schmelzen beginnen und die weiter entfernten alsdann mit in Fluss ziehen. Eine elektro-chemische Wirkung kommt so infolge der niedrigen Spannung nicht zur Geltung.

Moyat wendet laut Patentanmeldung Kohlenstäbchen als Widerstand an; ich habe jedoch die Erfahrung gemacht, dass hiebei abnorm grosse Stromverluste bei Stäben von 5 Millimeter Durchmesser entstehen, weil die Spannung zu gering ist und sie sich in Schmelzen lösen. Einen Nachtheil hat allerdings der Platinwiderstand auch, nämlich den, dass man keine Metalle damit schmelzen kann, was bei der Diamantdarstellung von grossem Werte ist; hiezu bedarf es

---

[1]) Nach Foucault beginnt das Rothglühen des Platins bei 525° C., wird deutlich wahrnehmbar bei 700°; blendendes Weissglühen tritt ein bei 1500°.

aber Maschinen von mindestens 10 Volt Spannung oder hohe Wechselströme. Es wurden jedoch Ampèreströme gewählt, um die Isolirung, welche bei dem hohen Druck gleichzeitig gasdicht sein muss, leichter zu bewerkstelligen.

Den Strom lieferte eine galvanoplastische Maschine von Schuckert & Co., GN $^1/_2$ mit 225 Ampère und 2 Volt, welche mir in liebenswürdiger Weise von der Zweigniederlassung Leipzig zur Verfügung gestellt worden war. Wesentlich vereinfacht wird der ganze Apparat da, wo elektrische Anlage schon vorhanden ist; es bedarf dann nur eines niederspannenden Transformators.

Durchschnittlich zeigte das Ampèremeter 140 Ampère bei voller Tourenzahl; also war der Stromverlust verhältnismässig kein grosser. Immerhin dürfte es von Vortheil sein, grössere Ströme zur Verfügung zu haben, um bedeutendere Massen schmelzen zu können.

Die Druckerzeugung wird dadurch bewerkstelligt, dass durch eine hydraulische Presspumpe mittels Wassers die flüssige Kohlensäure aus einer zweihälsigen Gasflasche von 8 Kilogramm Füllungsmaximum von unten her aus dieser verdrängt und in die Bombe übergedrückt wird. Da die flüssige Kohlensäure leichter als Wasser ist und sich in diesem Aggregatzustande nach Muspratt nicht mit Wasser mischt (thatsächlich wird doch eine ganz geringe Menge absorbirt), so lässt sie sich aus dieser Flasche verdrängen, indem man Wasser durch die untere Oeffnung einpresst. Saugt man nun das Wasser aus einem Gefässe, das an einer Wage hängt, so ist dadurch das Mass der verdrängten Kohlensäure gegeben. Dies ist nach meiner Erfahrung der praktischste und zugleich preiswerteste Weg, die hohen Atmosphärenzahlen zu erhalten. Bei dem üblichen Ueberdestilliren, wie es z. B. zur Füllung von Eismaschinen erfolgt, könnte man den Innenraum des Schmelzgefässes nicht in hinlänglicher Weise mit comprimirtem Gase erfüllen.

Die vorerwähnte Gasflasche stand mit der Kugel durch eine Leitung aus Mannesmannstahlrohren von 5 Millimeter lichter Weite und 3 Millimeter Wandstärke in Verbindung, die einen Prüfungsdruck von 650 Atmosphären ohne die geringste Deformation ausgehalten haben. Ein Plattenmanometer von Schäffer und Budenberg auf 800 Atmosphären diente zum Messen des Ueberdruckes von 1 Kilogramm-Quadratcentimeter. Damit man das Manometer von zwei Seiten her gebrauchen konnte, war dasselbe auf ein T-Stück *L*

geschraubt, welches einerseits mit dem Ventilstutzen *R* des Deckels, anderseits durch ein Abschlussventil mit der Rohrleitung in Verbindung stand.

Sämmtliche Armaturen waren aus bester Phosphorbronze hergestellt, während die hydraulische Presspumpe, welche das zum Ueberdrücken der Kohlensäure erforderliche Wasser beschaffte, nachdem zwei bronzene unbrauchbar geworden, aus geschmiedetem Stahl für 2000 Atmosphären angefertigt war.

Zur Vergasung der Kohlensäure, das heisst zur Erzeugung des eigentlichen hohen Druckes stand die Schmelzbombe in einem eisernen Bottich mit warmem Wasser (der Kürze halber im Folgenden das Bad genannt), der aussen mit Wärmeschutzmasse umkleidet war und ein Circulationsheizrohr trug, durch welches sich die Temperatur ohne jede Schwierigkeit auf 50—85° halten liess.

Sollte z. B. der Druck auf 200 Atmosphären während der 30-stündigen Arbeit constant erhalten werden, so wurde in dem Masse, als Gas entwich, die Temperatur allmählich gesteigert. Will man auch hier die Menschenhand durch die Maschine ersetzen, so könnte ein Druckregulator nach Angaben der Patentanmeldung O. 2478 angebracht werden.

Die langsame Abkühlung der Schmelze geschah durch Verringerung der Stromstärke, indem immer mehr und mehr Widerstand eingeschaltet wurde. Da die üblichen Widerstände zwischen Kurzschluss und dem ersten Contact nur eine stossweise Wirkung hervorbringen, so wurde folgender Widerstand construirt (Taf. VI).

Auf einer Walze war ein Kupferdraht von circa 16 Meter Länge und 4 Millimeter Dicke aufgewickelt worden. Dieser Draht stand mit der Stromleitung einerseits durch den Schleifcontact, der durch die schraubenartige Wickelung des Drahtes weiter befördert wurde und anderseits durch die Kupferplatte, an die er angelöthet war, und ferner durch die Stahlaxe der Walze und durch Kupferbürsten mit dieser in Verbindung. Die Walze wurde durch Gewichte bewegt und hatte zur Erzielung eines sehr gleichmässigen Ganges eine Pendelregulirung, deren Pendel, um jede etwaige Störung zu vermeiden, senkrecht zur Explosionsrichtung des Gasmotors schwingen konnte.

Da nun mit wachsender Einschaltung des Widerstandes die Anker der Galvanoplastikmaschine mehr und mehr entlastet wurden,

so lief der 1 PS-Gasmotor, dessen Tourenzahl während des Ganges schwer zu regeln war, immer schneller, wodurch wieder mehr Strom erzeugt wurde. Aus diesem Grunde musste die Einschaltung mit steigender Geschwindigkeit von statten gehen, zu welchem Zwecke das Pendel verkürzbar war. Die ganze Ablaufszeit des Widerstandes wurde gleichfalls durch die Pendellänge geregelt.

Um die Spannung stets auf gleicher Höhe zu erhalten, liesse sich ein selbstthätiger Spannungsregulator im Nebenschlusse einschalten.

Was die Temperaturmessungen anbetrifft, so können dieselben entweder bei Platinschmelzwiderständen rechnungsmässig oder bei Kohle durch vergleichende Versuche mit Legirungen festgestellt werden.

Um das Innere der Schmelzbombe stark zu erhellen, kann zwischen den beiden Leistungsdrahtstäben eine Glühlampe aufgehängt werden.

Es bliebe noch zu erwähnen, dass eine Photographie des angewendeten Apparates wegen zu engen Raumes und nicht deutlicher Wiedergabe der einzelnen Theile ersetzt werden musste durch einen schematischen Aufriss (Taf. VII) unter möglichster Beibehaltung der bestehenden Anordnung. Ein von Grund auf neu entworfener Apparat mit einem cylindrischen Gefässe etc. würde natürlich weit eleganter aussehen, wenn auch das Princip das gleiche bleibt. Auch Einrichtungen zum Erhitzen von Lösungen zu Krystallisationsstudien unter Druck und zur Verdampfung von Metallen durch den Lichtbogen lassen sich leicht mit dem Apparate verbinden.[1])

III. Theil.

Aus der beträchtlichen Reihe von Versuchen mögen nach dem Ausscheiden aller nebensächlichen die folgenden angeführt sein.

Versuch I und II.

Um die einfachsten Krystallisationserscheinungen in Schmelzen als Lösungsmittel unter verschiedenen Bedingungen zu studiren, wurden zwei Schmelzen hergestellt von der Zusammensetzung

[1]) Der Verf. würde bereitwilligst Construction und Bau solcher Apparate für Institute übernehmen.

50 Gramm Borax,
50 „ Thonerde,
4 „ kohlensaures Baryum,
2·5 „ doppeltchromsaures Kalium,

in denen der Borax als Lösungsmittel für die Thonerde fungirte. Gut gepulvert und gemengt wurde das Gemisch erstens in gewöhnlicher Atmosphäre bei 760 Millimeter und das zweitemal in Kohlensäuregas unter einem Ueberdrucke von 160—170 Atmosphären geschmolzen. Erstere Schmelzung dauerte 5 Stunden, während sich die letzte innerhalb 16 Stunden vollzog. Bei dem letztgenannten Versuche war die Voltzahl zu Anfang 1·8, die Ampèrezahl nur 125, die Temperatur des Bades, welches verwendet wurde, um den genannten Druck zu erzeugen, stieg von 69° auf 79° C.

Der Druck war früh morgens bald nach dem Beginne des zweiten Versuchs 140 Atmosphären, stieg dann, bis er nachmittags 170 Atmosphären erreicht hatte und fiel gegen Mitternacht auf 160 Atmosphären.

Das Resultat, welches beide Versuche lieferten, war ein sehr ähnliches, in beiden Fällen eine rothe Masse, welche bei dem ersten Versuche fast ganz homogen, bei dem letzteren auch auf den Bruchflächen höchst fein krystallinisch erschien; beide ritzten an einzelnen Stellen Glas und hatten die specifischen Gewichte 2·7—2·75. Die Hohlräume zeigten sich bei dem zweiten Versuche mit einem glänzenden Ueberzuge bekleidet, welcher unter dem Mikroskope im auffallenden Lichte aus winzigen Täfelchen bestand.

Mit heissem Königswasser behandelt wurde das Schmelzproduct allmählich theilweise zerstört, es blieben kleine tafelförmige, röthlich gefärbte Krystalle von Korund zurück, während ein Theil, das sind die borsauren Thonerdeverbindungen, in Lösung gingen und die vom Borax nicht verbrauchte Thonerde sich im Rückstande fand, die durch Abschlämmen entfernt werden konnte.

Versuch III und IV.

Nachdem Luzi nachgewiesen hatte, dass Lampenruss in eine Silicatschmelze eingetragen, innerhalb derselben unter gewöhnlichem Drucke sich bei genügender Abkühlung in Graphit umsetzt und Moissan behauptet hatte, dass sich unter Druck der Kohlenstoff aus Gusseisen als Diamant ausscheidet, kam es darauf an, zu er-

proben, wie sich der Kohlenstoff innerhalb einer Silicatschmelze unter hohem Druck verhält, wobei in Versuch III eine thonerdehaltige, in Versuch IV eine fast thonerdefreie Schmelze gewählt wurde. Als Kohlenstoff für den Versuch IV war Graphit gewählt worden, weil sehr stark überhitzter Diamant nach G. Rose unter Luftabschluss in diesen übergeht.

Versuch III.

Es war für diese Schmelzung ein Diabas von der Canadian Pacific Railway, nahe der Murray Mine, Ontario, Canada, gewählt worden, welcher folgende Zusammensetzung hatte (nach Walker):

SiO_2	47·22
Al_2O_3	16·52
Fe_2O_3	3·32
FeO	12·40
MnO	0·04
CaO	9·61
MgO	3·33
K_2O	0·67
Na_2O	3·40
H_2O	0·30
TiO_2	3·62
P_2O_5	0·33
BaO	0·01
NiO	0·0275
CoO	0·0055
CuO	Spur
	100·803

Von diesem Gesteine, das ein specifisches Gewicht von 3·01 hatte, wurden 90 Gramm mit 15 Gramm Lampenruss versetzt.

Die Schmelzung dauerte im ganzen 14½ Stunden, während welcher Zeit der Druck von 120 auf 100 Atmosphären zurückging, da hier noch die Stopfbüchsen der Leitungsstangen Asbestpackung hatten; die Badwärme schwankte zwischen 59 und 65°.

Das Resultat war ein durch die Menge des Kohlenstoffs tief schwarz gefärbtes Glas, dessen specifisches Gewicht 2·8 betrug. Auch unter dem Mikroskope konnte nur constatirt werden, dass ein Glas vorhanden war, in welchem sich der Kohlenstoff gelöst befand und

ihm eine braune, an schlierigen Stellen noch dunklere Färbung ertheilte.

Versuch IV.

Für diesen Versuch war eine Schmelze zusammengestellt worden, ähnlich derjenigen, die Luzi für seine Schmelzungen angewandt hatte (Beiträge zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffs. Berichte d. chem. Ges., 1891, Bd. XXIV, 4093: 1 Theil Kaliglas, $^1/_2$ Theil Flusspath und Russ bis Mäusegrau), nämlich

SiO_2	42	Gramm
K_2CO_3	48	„
Al_2O_3	2	„
$CaFl_2$	20	„
FeO	2	„
MgO	1	„
Graphitit v. Sibirien .	36	„

Der Druck betrug durchschnittlich 100 Atmosphären und erreichte seine grösste Höhe in 110 Atmosphären; die Badwärme war 54° und die Dauer des Versuches dehnte sich auf 16 Stunden hinaus. Die Erhitzungsvorrichtung hatte noch die ältere Form eines kleinen Tiegels, der durch den Strom zum Glühen gebracht wurde, und der einschaltbare Widerstand für die Abkühlung war ein langer Draht, der zwischen zwei Pfosten ausgespannt war, während der Schleifcontact mit der Hand bewegt wurde.

Das Product, welches hiebei entstanden war, zeigte schon dem blossen Auge, dass es wenigstens zum Theil krystallin sei; da nur die Kohlenstoffausbildung in Frage kam, so konnte die übrige Masse zerstört werden, weshalb das Product mit Flussäure behandelt wurde, in der es sich unter Aufbrausen löste, scheinbar unter Abgabe von Kohlensäure. Der herausgeätzte Kohlenstoff zeigte jedoch, dass er in der graphitischen Modification verblieben war. Da indessen bei weitem zu reichlich Kohlenstoff der Mischung zugefügt worden war, so hatte sich nur ein kleiner Theil desselben in der Schmelze gelöst und in Täfelchen wieder ausgeschieden, während der übrige Graphit anscheinend in dem ursprünglichen gepulverten Zustande verblieben war. Eine Untersuchung des Kohlenstoffs mit rauchender Salpetersäure ergab, dass er nicht in Graphit übergegangen war, denn der Kohlenstoff zerfiel in einen schwarzen Schlamm.

Die jetzt zu beschreibenden Versuche bezweckten eine Studie über die Auskrystallisirungen aus geschmolzenen Gesteinspulvern unter andauernd erhöhtem Drucke, unter Vergleichung der ohne Anwendung von erhöhtem Druck erhaltenen Schmelzproducte; es wurden hiebei verschiedene Abkühlungszeiten und auch durch ihren Kieselsäuregehalt abweichende Materialien für die Untersuchung gewählt.

Versuch V.

Als Beschickung war ein gut gepulverter und vorher schon einmal zu Glas geschmolzener Feldspathbasalt vom Giants Causeway, Irland, gewählt worden, und es geschah die Schmelzung unter einem Ueberdrucke von 265 Atmosphären, der gegen Schluss des Versuches auf 260 Atmosphären zurückging. Die Temperatur des Bades betrug anfänglich 60°, später 62·5°, die Voltzahl 1·8 und das Ampèremeter zeigte 125. Die Versuchsdauer konnte leider nicht über 10 Stunden ausgedehnt werden, da plötzlich der Gasmotor seinen Dienst versagte (Auspuffventil durch Verbrennungsproducte versetzt), nachdem er schon am Nachmittage etwas unruhig gegangen war.

Das Ergebnis war ein schwarzes Glas, das stark zersprengt war, so dass man zur Annahme geneigt sein möchte, dass unter Anwendung eines so hohen Druckes eine stärkere Absorption von Kohlensäure erfolgt sei, die das Glas beim Abblasen des Druckes nach vollständiger Erstarrung des Magmas auseinandergetrieben hätte. Das specifische Gewicht betrug 2·75—2·85, während dasjenige des ursprünglichen Gesteins 2·85 war. Unter dem Mikroskope zeigte sich der grösste Theil als braunes, reines Glas, in welchem hin und wieder jene dunkleren, sternähnlichen Gebilde, borstigen Kügelchen und Morgensternen ähnliche Ausscheidungen spärlich entstanden waren, wie sie viele tachylitische Gläser, z. B. das von Bobenhausen im Vogelsberge, charakterisiren. Die Masse an den Tiegelrändern war dagegen durch Ausscheidung von Magnetitpartikelchen, Pyroxenkörnchen und farblosen, gestreiften Plagioklasleistchen stark entglast und infolgedessen im Präparate dunkelgrau gefärbt.

Versuch VI.

Zum Vergleiche wurde eine Schmelze von demselben Materiale ohne Ueberdruck in einem mit Chamottelehm ausgefütterten Porzellantiegel im Leclerq'schen Gasofen während 10 Stunden vorgenommen

und dabei gleichfalls mit dem viscosen Zustande begonnen. Die entstandene Neubildung war sehr dicht und fest und hatte ein specifisches Gewicht von 2·8. Unter dem Mikroskope betrachtet zeigte der Dünnschliff, dass die Schmelze fast vollständig auskrystallisirt war, ohne einen bemerkenswerten Glasrest nachzulassen. Wiederum waren farblose, gestreifte Plagioklasleistchen entstanden, die jedoch bedeutend grösser waren als jene, welche sich unter Druck gebildet hatten. Bisweilen waren die beiden Enden derselben schwalbenschwanzartig ausgezackt, während bei anderen wieder das Innere vollständig mit Interpositionen ausgefüllt erschien, so dass nur ein schmaler, farbloser, rechteckiger Rand dieselben umgab. Auch Pyroxene und Magnetit hatten sich, wie bei Versuch V, in grosser Menge ausgeschieden, nur zeigten die Individuen in der letzten Schmelze ohne Druck beträchtlich grössere Dimensionen. So besass dies entstandene Aggregat in der That eine überraschende Aehnlichkeit mit natürlichem Basalt; Olivin konnte indessen unter den Gemengtheilen nicht deutlich nachgewiesen werden. Glas war in dieser vorwiegenden Masse nicht vorhanden. Wo indessen anstatt dieser normalen Ausbildung an gewissen spärlichen Stellen gefiederte Krystalliten zur Ausscheidung gelangt waren, zeigten sich schwache Spuren von bräunlichem Glase dazwischen.

Versuch VII.

Das Versuchsobject war diesesmal ein Material, dessen Gehalt an Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxydul und Magnesia procentuarisch den betreffenden Mengen eines Granits entsprach, während des letzteren Kalk, Kali und Natron durch Fluorcalcium, Kaliumcarbonat, Natriumcarbonat und Natriumwolframiat ersetzt waren. So bestand denn die gut gepulverte und gemengte Schmelzsubstanz aus

SiO_2	74	Gramm
Al_2O_3	14	„
FeO	1·6	„
Ca_2Fl	1·8	„
MgO	0·4	„
K_2CO_3	7·6	„
Na_2CO_3	3·4	„
Na_2WO_4	1·0	„

Vor dem eigentlichen Versuche war das Gemenge auf dem Gebläse behufs leichteren Schmelzens in ein Glas übergeführt worden, das alsdann wieder gepulvert wurde.

Beim Beginn der Inbetriebsetzung betrug die Ampèrezahl 130, die Voltzahl 1·9 und der Druck 190 Atmosphären bei einer Badwärme von 70°, der bis 2½ Stunden vor der Ausschaltung des Stromes auf 175 Atmosphären bei 81° zurückging und erst dann durch ein Undichtwerden des Ventils auf 145 Atmosphären bis zum Schlusse sank. Die Dauer der Schmelzung betrug 27 Stunden.

Das Abblasen des Druckes, der durchschnittlich 150 Atmosphären noch betrug, sowie das Oeffnen des Gefässes erfolgte stets erst am folgenden Tage. Dabei zeigte sich, dass die Schmelzung scheinbar abermals ein Glas ergeben hatte, welches ein specifisches Gewicht von 2·4—2·7 besass. Die Farbe desselben war bräunlich, von blassbläulichen Schlieren durchsetzt. Unter dem Mikroskope erwiesen sich diese Schlieren als örtliche Ausscheidungen winzigster, unbestimmbarer Krystallnädelchen und als nebelfleckartige Scharungen dunkler Massen, die unter stärkster Vergrösserung in rötbliche bis bräunliche Punkte sich auflösten. An den Wandungen des Tiegels hatte das Glas grössere, lange, farblose Krystalle ausgeschieden, die zwischen gekreuzten Nicols sehr lebhaft polarisirten, ein kräftiges Relief besassen und eine Auslöschungsschiefe von 0—7° zur Längsaxe zeigten, weshalb sie mit grosser Wahrscheinlichkeit dem monoklinen System angehören. Ihre Ränder sind vielfach zerfasert; deutliche Querschnitte traten nicht hervor. Die Natur dieser Krystalle muss vorläufig unentschieden bleiben.

Versuch VIII.

In gleicher Weise wie bei dem Versuche VI wurde zum Vergleiche in einem mit Chamottelehm ausgekleideten Platintiegel die bei Versuch VII angewandte Substanz während 27 Stunden ohne Ueberdruck geschmolzen und abgekühlt. Da bei diesen aciden Schmelzen stets eine Anregung zum Auskrystallisiren erforderlich ist, so war diese, wie aus der Analyse zu ersehen ist, auch hier erstens in Form von Krystallisatoren, als Fluor und Wolfram, zugefügt und zweitens, wie immer, der Tiegel mit Chamottelehm ausgekleidet zur substantiellen Anregung. Bei dem Versuche VIII wurde noch ein Stück Quarz in die viscose Schmelze gedrückt und Wasserdampf auf dieselbe geleitet, welche Anregungsmittel beiden genannten Arten angehören.

Im Gegensatze zu der unter Druck bewirkten Schmelzung war auch hier das Product bedeutend krystallinischer ausgefallen. Während

dort die Hauptmasse des Productes aus Glas bestand, trat hier Glasmasse als solche kaum irgendwo deutlich hervor. Das Präparat zeigte ein überaus dichtes und inniges Aggregat allerfeinster Körnchen. An den dünnsten Stellen war zu gewahren, dass dieselben zum Theil schwarz und opak, zum grösseren Theile lichtdurchlässig und blassgrünlich-gelb gefärbt waren. Aller Vermuthung nach liegen sie in einer sehr spärlichen Glasbasis ausgeschieden. Nur selten erscheinen in diesem Gewirr von Körnchen kleine, dünne, polarisirende Nädelchen. Ein directer Vergleich mit Gemengtheilen des Granits lässt sich allerdings bei den Producten dieser höchst krystallinisch erstarrten Schmelze nicht anstellen.

Versuch IX.

In einem Gasschmelzofen nach Leclerq und Fourquignon wurden in einem Platintiegel die abgewogenen, im Achatmörser fein gepulverten und gut gemengten Substanzen geschmolzen im Verhältnis, wie sie sich an einem Feldspathbasalt von den Cap Verden (nach einer Analyse von Doelter) betheiligen, mit geringem Zusatze von Flusspath. Kieselsäure und Thonerde waren gefällt und chemisch rein, während statt Natron und Kali, um die Schmelzung zu erleichtern, Natriumcarbonat und Kaliumcarbonat genommen, deren Natron-, respective Kaligehalt umgerechnet war.

So besass das zur Schmelzung verwandte Material folgende Zusammensetzung:

SiO_2	42·65	Gramm
Al_2O_3	15·35	„
Fe_2O_3	6·46	„
FeO	8·19	„
MgO	7·14	„
CaO	11·96	„
Na_2CO_3	8·58	„
K_2CO_3	2·16	„

Da das Gemenge beim Schmelzen sein Volumen ausserordentlich verringert, so wurde eine grössere Menge des Materials, wie bei allen Versuchen, zunächst vorläufig geschmolzen, um einen Kuchen von erforderlichem Umfange zu bekommen.

Die folgende Construction bezweckte das Schmelzen unter Aufnahme gasförmigen Wassers und Einwirkung von Kohlensäure, jedoch

ohne Druck. Ziemlich bis auf den Boden des Platintiegels reichte der nach abwärts strebende Schenkel eines knieförmig gebogenen Platinrohres, während der horizontale, mit zwei Hohlkugeln versehene, mittels geschlitzter Ueberwurfmutter an ein T-Stück angeschraubt war. An das eine Ende des letzteren war das Rohr eines Wasserkessels, an das andere die Leitung einer Kohlensäureflasche angeschlossen. Die erwähnten zwei Kugeln hatten den Zweck, dass der durchströmende Wasserdampf, respective die Kohlensäure eine möglichst grosse Oberfläche an ihnen finde, an welcher er sich stark überhitzen konnte, damit die Schmelze durch die Einleitung desselben nicht abgekühlt werde. Die Kugeln wurden mittels eines dreiflammigen Bunsenbrenners erhitzt.

Eine Stunde nach Beginn des Schmelzprocesses wurde das Platinrohr in das dünnflüssige Magma gesenkt und Kohlensäure und überhitzter Wasserdampf eingeleitet. Aus der Färbung der glühenden Platinkugeln des Einleitungsrohres liess sich gut auf die Menge des Gases schliessen, welches dieselben durchströmte. Waren die Kugeln dunkel, so war die Zufuhr zu gross; leuchteten sie dagegen ganz hell, so war die Menge des übergehenden Gases zu gering. Nach einiger Zeit brodelte die Schmelze auf und es schien, als ob die glühenden Gase den Schmelzpunkt etwas herabgesetzt hätten.

Nach Verlauf einer sechsstündigen Einwirkung wurde die Mündung des Platinrohres über die Oberfläche der Schmelze gehoben und letztere von jetzt ab langsam auf den Punkt abgekühlt, bei welchem das Magma wachsweich ist. Zwei Stunden später musste jedoch die Dampfeinleitung unterbrochen werden, da der Dampfkessel zu klein war, um die Nacht über gasförmiges Wasser für die Absorption zu liefern. In diesem wachsweichen Aggregatzustande blieb die Schmelze bis zum Morgen.

Nach 12 Stunden wurde wieder an der Hand der Wassersäulen in offenen Manometern die Luftzufuhr zu der Gebläselampe verringert und so während $15^1/_2$ Stunden auch gleichzeitig mit der Leuchtgaseinströmung verfahren, bis die Gebläseflamme erlosch. Der Tiegel blieb jedoch bis zur völligen Erkaltung in dem heissen Chamotteofen stehen.

Resultat des IX. Versuches.

Die Schmelze war sehr schwierig aus dem Tiegel zu lösen, wodurch der Platintiegel auch einen Riss bekam. Mit dem unbe-

waffneten Auge war zu erkennen, dass eine schwarzgrüngraue Masse von deutlich krystallinischem Aussehen entstanden war. Das specifische Gewicht, mit der Jodmethylenlösung bestimmt, war 3·033. Der Dünnschliff gewann eine hellgrüne Färbung. Unter dem Mikroskope besteht derselbe zum grössten Theile aus leistenförmigen, verticalen Melilithschnitten bis zu circa 0·4 Millimeter Länge und 0·1 Millimeter Breite. Dieselben sind etwas pleochroitisch: farblos, wenn die der Nebenaxe *a* entsprechende Längsrichtung der Leiste mit dem Nicolhauptschnitte zusammenfällt, blassgrüngelblich in der darauf senkrechten Richtung. Alle zeigen vollkommen gerade Auslöschung und in der 45°-Stellung die charakteristische hellblauviolette Färbung des Melilith's. Eine relativ kräftige basische Spaltbarkeit macht sich in Sprüngen parallel der Längserstreckung geltend. Eine der Pflockstructur ähnliche Erscheinung lässt sich nicht erkennen. Als Interpositionen kommt ausserordentlich fein vertheilter Magnetit, sowie Glas vor. Neben den Leisten finden sich gar nicht selten scharf quadratische, völlig isotrope, horizontale Querschnitte; in ihnen sind die durch die Interpositionen hervorgebrachten quadratischen Figuren bisweilen mit einer $\infty P\infty$ entsprechenden Abstumpfung der Ecken versehen, obschon diese Form äusserlich nicht aufzutreten pflegt. Andere Querschnitte sind etwas mehr abgerundet. Der zweite, vorwiegend in die Augen fallende Gemengtheil der Präparate sind dicke, schwarze, manchmal scharf als *O* krystallisirte, sonst unregelmässige Körner bildende Magnetite; dieselben formen auch zierliche, skeletartige Aggregationen. Ausserdem gewahrt man noch an gewissen Stellen gelbliche Prismen, welche auf Grund ihres Querschnittes wohl als Pyroxene gelten müssen. Ein gewisser Theil der Silicatschmelze hat sich übrigens in der Form eines gelbbräunlichen Glases verfestigt, welches insel- und tümpelartig überall hervortritt, auch im Melilith eingeschlossen vorkommt. Stellenweise erscheint ein etwas trübliches Aggregat, welches sich bei starker Vergrösserung als ein von feinsten Magnetitkörnchen durchsprenkeltes und von Glassubstanz förmlich getränktes Haufwerk kleiner, blasser, kurzer Prismen, vermuthlich dem Pyroxen angehörig, kundgibt. Spinell scheint nicht vorhanden zu sein; auch die kleinsten der dunklen Oktaëderchen erwiesen sich als völlig impellucid. Besonders muss noch die völlige Abwesenheit eines Feldspathes constatirt werden.

Mittels Jodmethylenlösung möglichst magnetitfrei erhaltenes grünes Pulver hat ein specifisches Gewicht von 2·90—2·95; eine absolut genaue Bestimmung wurde durch die dennoch anhaftenden Erzkörnchen erschwert. In Salzsäure wurde es unter Gelatiniren gelöst, und die abgegossene Lösung zeigte in der Mikroreaction mit Schwefelsäure in Uebereinstimmung mit dem reichlichen Melilithgehalte sehr viele Gypskrystalle.

Versuch X.

Um zu sehen, welchen Einfluss die Gase auf die vorhergehende Schmelze gehabt haben, wurde dasselbe Gemenge einer Schmelzung und Erstarrung ebenfalls ohne Druck unterworfen, jedoch mit dem Unterschiede, dass keine Gaseinleitung stattfand.

Die erkaltete Schmelze war dicht und für das blosse Auge nicht krystallinisch. Die Farbe war grünlichgrau, ähnlich derjenigen des vorangegangenen Versuches. Trotz des eingeschmolzenen Platindrahtes, welcher den Zweck hatte, die Schmelze festzuhalten, während durch rasches Anglühen mit einer Stichflamme der Platintiegel herabfallen sollte, liess sich der Kuchen ohne Entzweischneiden des Tiegels nicht entfernen. Die mikroskopische Untersuchung der Dünnschliffe ergab, dass ausser Melilith noch Spinell und Augit entstanden war. Der Melilith ist in diesen Schliffen etwas heller gefärbt, woraus man schliessen dürfte, dass er weniger eisenreich ist. Die Durchschnitte erreichen eine Länge von 1·2 Millimeter. Sie zeigen oft im Innern eine regelmässige Anordnung von dunklen Schlackenpartikeln, wie sie beistehende Figur darstellt. Ausserdem sind auch die Melilithschnitte manchmal nicht von einfachen, geraden Randlinien begrenzt, sondern sie besitzen einen Umriss, welcher an einen liegenden Buchstaben **H** oder **I** erinnert. Eine fernere Eigenthümlichkeit dieses Meliliths besteht darin, dass in der 45°-Stellung zwischen gekreuzten Nicols aus der dann blasslavendelblau erscheinenden Hauptmasse tiefdunkelblaue, etwas verwaschene Streifen fleckenartig hervortreten, welche theils

den rechtwinkeligen Umrisslinien des Durchschnittes parallel gehen, theils in den Diagonalen verlaufen, ohne die Ecken zu erreichen. Im gewöhnlichen Lichte treten dieselben in keiner Weise hervor, der ganze Schnitt erscheint alsdann wasserhell und farblos, die Spaltbarkeit zieht ununterbrochen hindurch. Auch löscht das ganze Individuum gleichzeitig aus, ohne dass sich dann von dem Dasein der dunkler polarisirenden Streifen etwas verräth.

Diese Melilithe haben somit eine gewisse Aehnlichkeit mit denen, welche J. H. L. Vogt aus Schlacken beschrieb.[1]) Die letzteren bestanden aus *a)* einer grossen Kernpartie, optisch positiv, mit eisengrauen bis höchstens lavendelblauen Polarisationsfarben, einem Zwischenglied zwischen Åkermanit und der optisch positiven Melilithvarietät; *b)* darum einem schmalen Saum von optisch isotropen Melilith; *c)* einer äusseren, schmalen Randzone von optisch negativem Charakter, typisch himmelblau polarisirend, besteht aus gewöhnlichem Melilith.

Auch in dem vorliegenden Falle des bei Versuch X erhaltenen Products sind Mineralvarietäten mit einander verwachsen, aber nur zwei, nämlich die Substanzen *a* und *c*, zwischen welchen aber die isotrope Zone *b* hier fehlt. Ein anderer Unterschied gegen die Krystalle von Vogt besteht darin, dass hier nicht, wie bei den letzteren, *a* von *c* umhüllt wird, sondern vielmehr *c* in *a* Einlagerungen bildet. Bisweilen gewahrt man auch innerhalb der Partien von *c* noch ganz feine und zarte, linienähnliche Streifchen, welche der Hauptsubstanz *a* angehören. Doch wird auch in dem vorliegenden Producte die isotrope Substanz *b* nicht vermisst, nur bildet sie nicht, wie von Vogt beschrieben, eine Zwischenzone zwischen *a* und *c*, sondern stellt selbständige Individuen dar: die Präparate enthalten eine nicht ganz unbeträchtliche Anzahl von rechteckigen Melilithschnitten, im gewöhnlichen Lichte nicht von den übrigen zu unterscheiden, welche bei gekreuzten Nicols in jeder Stellung gänzlich dunkel bleiben, obschon sie Verticalschnitte darstellen.

Der Augit tritt meist in kleinen, gut ausgebildeten Krystallen auf, die das ganze Product ziemlich gleichmässig durchsetzen. Er ist farblos, hat aber mitunter einen grünen Rand und zeigt hohe Polarisationsfarben.

---

[1]) Mineralbildung in Schmelzen. Kristiania 1892, pag. 123.

Der Spinell ist in sehr grosser Menge vorhanden und bildet kleine, dunkelgrün gefärbte Oktaëder. Magnetit war dieses Mal gar nicht ausgeschieden worden, auch das Vorhandensein des Glases trat sehr zurück.

Aus beiden letzteren Versuchen dürfte hervorgehen, dass die eingeleiteten Gase kaum erhebliche Wirkung ausübten. In beiden Fällen wurden Melilith und Augit gebildet, und der einzige, wesentliche Gegensatz zwischen dem unter Gaseinleitung entstandenen Producte (IX) und dem ohne solche entstandenen Producte (X), beide ohne Druck gebildet, bestand darin, dass im ersteren Falle Magnetit, im letzteren Spinell ausgeschieden wurde. Vielleicht würden sich acide Schmelzen in dieser Hinsicht anders verhalten als die basischen.

Versuch XI.

Dasselbe Material wurde dann zum dritten Male unter Druck, aber ohne Wasserdampf in Kohlensäureatmosphäre geschmolzen. Die anfängliche Klemmenspannung betrug 2 Volts, die Stromstärke 160 Ampères, der Ueberdruck 184 Atmosphären und die Badwärme 64°. Nach 24 Stunden war der Druck auf 185 Atmosphären, die Badwärme auf 69° gestiegen, und nach 30 Stunden waren die Zahlen: 181 Atmosphären $67^1/_2°$, 2·5 Volts, 90 Ampères.

Das Ergebnis dieser vergleichenden Schmelze war ein Product, das für das unbewaffnete Auge, besonders in der Farbe, mit dem Material der Schmelzung X übereinstimmte. Unter dem Mikroskope zeigte sich jedoch, dass eine Krystallbildung, wie in den vorhergehenden Versuchen, in keiner Weise stattgefunden hatte. Von Melilith, Pyroxen und Spinell war keine Spur entstanden. Das Erstarrungsproduct bestand zum allergrössten Theile aus sternförmigen Aggregaten lichtbräunlicher Krystalliten, welche ihrerseits aus einer Axe bestanden, längs deren zarte, wimperähnliche Fiederchen versammelt waren. Diese Gebilde wirkten nur schwach auf polarisirtes Licht. Die Zwischenräume zwischen denselben waren mit feinen, schwarzen, netzförmigen Durchkreuzungen von Magnetit erfüllt, welcher örtlich auch relativ ansehnliche Skelette oktaëdrischer Körnchen bildete. Wenn auch Glas nur ganz spurenhaft hervortritt, so ist doch an dem Versuche zu erkennen, dass der Druck in diesem Falle die Bildung eigentlicher Krystalle nicht im mindesten gefördert hat. Das specifische Gewicht des Schmelzkuchens betrug 2·98.

Versuch XII.

Bei diesem Versuche, dessen Schmelzobject ein Hornblendeandesit von der Wolkenburg im Siebengebirge war, sollte gleich zu Anfang die Atmosphärenzahl auf die Höhe von 300 getrieben werden, um dann bei der Abkühlung des überschmolzenen Magmas eine theilweise Entspannung bis auf 100 Atmosphären eintreten zu lassen. Leider wurde dieses Vorhaben vereitelt, da beim Beginne des Versuches das Bergkrystallauge infolge festeren Anziehens und Schiefdrückens einer neu eingelegten Dichtung platzte. Nur durch energisches Eingreifen konnte ein Theil der Kohlensäure durch Zurückdestilliren und Zufrierenlassen der Bruchstelle und durch Vorlegen von Putzwolle gerettet werden, so dass durchschnittlich während des Versuches noch ein Ueberdruck von 200 Atmosphären erzielt wurde.

Bei der Einschaltung des Stromes betrug die Ampèrezahl 140, die Voltzahl 2·1, der Ueberdruck 148 Atmosphären und die Badwärme 49°; doch stieg der Druck innerhalb $2^1/_2$ Stunden auf 200 Atmosphären bei 66° und hatte am Schlusse der 30stündigen Versuchsdauer 199 Atmosphären bei 70°. Die grösste Schwankung betrug während dieser Zeit 3 Atmosphären von 200 ab gerechnet. Die letzte Ablesung am Ampèremeter war 80, am Voltmeter 2·6.

Das Schmelzungsproduct, das gegenüber dem natürlichen Gestein (2·54) in zwar auffallender aber leicht erklärlicher Weise ein specifisches Gewicht von 2 56 besass, war tief schwarz gefärbt. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass zum allergrössten Theile ein Glas vorliegt, welches eine ausserordentlich schlierige Beschaffenheit aufweist, indem vielfach gewundene Streifen mit einander abwechseln, welche theils aus hellerer, graugelber, theils aus dunkler, brauner, theils aus grauer Glasmasse bestehen, in welchen eine Unzahl feinster, schwarzer Magnetitkörnchen eingebettet ist. Das andere Entglasungsproduct besteht aus büschelförmig oder garbenähnlich gruppirten, höchst zarten, farblosen Strahlen, die wohl aus Feldspath bestehen, indem sehr deutlich zu gewahren ist, dass, wo ein Feldspathpartikelchen aus der Chamottemasse in die Schmelze gelangt war, diese Strahlen dasselbe in einer solchen Weise umgaben, dass sie nur als Fortwachsungen des Feldspathes gelten konnten, indem sie zwischen gekreuzten Nicols auch übereinstimmend mit dem Feldspathpartikel polarisirten.

Versuch XIII.

Zum Vergleiche wurde von demselben Materiale im Leclerq-schen Gasschmelzofen eine 30stündige Schmelzung ohne Druck gemacht. Indessen fand bei diesem Versuche keine Anregung zur Krystallisation durch ein Chamottelehmfutter statt.

Unter dem Mikroskope betrachtet, trug das Ergebnis dieser Schmelzung den Habitus eines echten Feldspathbasaltes, allerdings ohne Ausscheidung von Olivin, zur Schau. In reichlicher Menge waren grössere und kleinere, farblose, zwischen gekreuzten Nicols gestreifte Plagioklase ausgeschieden, die oft der Längserstreckung nach einen Kern von Interpositionen besassen. Ferner liessen sich im Dünnschliffe grössere, gut ausgebildete Pyroxene von gelber Farbe erkennen. Die sehr stark zurücktretende Glasbasis war durchsetzt von kleinen Magnetitkörnchen, sowie auch von Pyroxenen.

Bei der Schmelzung des Materials in gewöhnlicher Atmosphäre zeigte sich eine von mir in solchem Umfange noch nicht beobachtete Erscheinung, die mich veranlasste, den Versuch dreimal anzusetzen, um zu constatiren, dass es sich nicht um einen Zufall handelte. Nachdem das Material in der Weissgluth dünnflüssig den Tiegel zur Hälfte ausfüllte, wuchs bei der langsamen Abkühlung mit zunehmender Viscosität das Volumen ganz enorm, so dass nach dem vollständigen Erstarren die Schmelze durch Gasblasen mehr als den doppelten Raum einnahm. Es war also kein Zweifel, dass es sich hier um eine ganz bedeutende Gasabsorption handelte, und zwar schien es Stickstoff zu sein, da ein glimmender Span verlöschte (Abwesenheit von Sauerstoff) und unter Druck in der Kohlensäureatmosphäre dieses Phänomen nicht stattfand. Hiedurch finden wir sowohl eine Hinweisung darauf, wie die Abscheidung des absorbirten Gases erfolgt, als auch vielleicht eine Erklärung für die sonderbare Erscheinung, dass sich in vielen Gesteinen Stickstoff, sowie auch die verwandten Elemente Argon und Helium finden.

IV. Theil.

Wenn nun aus alledem eine Schlussfolgerung gezogen werden soll, so muss man zunächst zugestehen, dass infolge der Neuheit des Gegenstandes und der wenig vorhandenen Studien von Vorgängen unter Druck, zudem noch mit auseinandergehenden Resultaten, sich nicht nach allen Richtungen hin absolut sichere Schlüsse ableiten lassen. Bei den Versuchen wurde auf Grund der bestehenden Theorie, dass die Krystallisation von Silicatschmelzen durch Druck gefördert werde und dass gerade die Tiefengesteine die charakteristische hochkrystalline Structur ihrer Entstehung unter Druck zu verdanken haben, je ein Versuch unter möglichst gleicher Atmosphärenzahl vollzogen.

Die Versuche haben festgestellt:

Dass andauernder, erhöhter Druck, dessen zur Anwendung gekommenes Maximum circa 1000 Meter Gesteinsmasse entspricht, überhaupt nicht die Krystallisation fördert. Mit andauerndem Drucke soll bezeichnet werden, dass die Erstarrung, wie schon angedeutet, unter demselben Drucke sich vollzog wie die Schmelzung.[1])

Bevor wir jedoch in dieser Folgerung weitergehen können, müssen wir eine kleine, abschweifende Betrachtung über die Magmen anstellen. Wir haben bei diesen zu unterscheiden die sauren und die basischen; erstere sind zu vergleichen den mit Kieselsäure übersättigten Lösungen, letztere den Mutterlaugen (feste Lösungen von van't Hoff).

Aus diesem Grunde erscheinen mir auch von grosser Bedeutung die Erstarrungen unter gänzlicher oder theilweiser Druckentlastung eines überschmolzenen Magmas, d. h. eines solchen, dessen Temperatur schon unter dem Erstarrungspunkte liegt, während es durch den Druck noch in flüssigem Zustande erhalten wird. Ist das überschmolzene Magma ein acides, so wird, wenn leichte Anregung vorhanden, der Ueberschuss an Kieselsäure als Quarz und Feldspath auskrystallisiren können. Für diese aciden Magmen besteht die einzige Rolle, welche der Druck bei der Krystallisation spielt, darin,

[1]) Ueber die anscheinend damit nicht übereinstimmenden Versuche I und II vergl. pag. 350.

dass er eine Ueberschmelzung ermöglicht und dann vermöge einer eintretenden Verminderung des Druckes eine Krystallisation vor sich gehen kann. Anregungen zur Krystallisation müssen bei stark aciden Magmen stets stattfinden, sei es durch Krystallisatoren, sei es durch absorbirte Gase oder durch gleichartige, respective isomorphe Substanzen, sonst erhalten wir bestimmt ein reines Glas. Andererseits können basische Magmen ebenfalls unter Druck überschmolzen werden, aber weder dieser noch die dann erfolgende Entspannung, noch Anregungen sind für die Krystallisation derselben insofern überhaupt von irgend einem Belang, als dieselben gewissermassen Mutterlaugen darstellen.

Diese Ueberschmelzungen, Entspannungen und substantiellen und indirecten (z. B. Gase) Anregungen werden nicht allein durch das Studium der Vorgänge bei der Bildung unserer Erdkruste, sondern auch künstlich im Laboratorium begründet.

In reichlichem Masse haben sie in der Natur bei der Entstehung aller massiven Eruptivgesteine stattgefunden, seien diese als Lakkolithen, Intrusivmassen und Stöcke oder als Oberflächenergüsse erstarrt; überall brach das durch den gewaltigen Druck überschmolzene Magma durch die Spalten hervor und fand dabei eine theilweise oder gänzliche Entlastung bei rascher oder langsamer Abkühlung statt.

Lagorio äussert sich darüber in seiner Abhandlung „Ueber die Natur der Glasbasis u. s. w." (Mineral. und petrog. Mittheil., 1887, Bd. VIII, pag. 513): „Nicht langsame Krystallisation, sondern rasche Erstarrung bedingt die granitisch-körnige Structur; dabei ist langsame Abkühlung durchaus nicht ausgeschlossen."

Sehr richtig ist in vorstehenden Worten Erstarrung und Abkühlung auseinandergehalten: ein überschmolzenes Magma kann, wie schon gesagt, in der That bis weit unter seinen Erstarrungspunkt langsam abgekühlt und doch durch den Druck flüssig erhalten sein; erst wenn eine plötzliche, theilweise Entlastung des Magmas stattfindet, beginnt die rasche Erstarrung, welche bei einem granitischen Schmelzflusse diese körnig-krystalline Ausbildung hervorbringt. Man sieht, dass hier kein andauernder Druck vorhanden war, ja wir kennen überhaupt keine unentspannten Magmen in der Natur. Alle Gesteine, die wir studirt haben, sind in der Tiefe geschmolzen unter dem Drucke der darauf lastenden Erdkruste; doch bis dahin ver-

mag der forschende Mensch nicht vorzudringen. Und auf dem Wege zur Oberfläche, welchen sich das Magma zum Theil selbst bahnt, findet es an den Wänden der Spalten, sowie durch die losgerissenen Bruchstücke genügend sich fortpflanzende Anregung, um gleichartige Substanzen auskrystallisiren zu lassen. Hier handelt es sich also um eine Anregungserscheinung bei gleichzeitiger Entlastung.

Bei den künstlichen Schmelzversuchen hat sich das Gesagte bezüglich der Ueberschmelzung, der substantiellen Anregung und der Entlastung wieder bewahrheitet, zunächst bei den meinigen, bei welchen die beiden ersten Momente gemeinschaftlich oder getrennt zur Geltung kamen; hier finden wir zwar Anfänge zur Krystallisation, insbesondere dort, wo das acide Magma durch Umrühren mit den Wänden des Tiegelfutters aus Chamottelehm in Berührung kam, dabei Stückchen mitriss, welche namentlich in den gebildeten Schlieren und an den Wandungen Anregung zur Krystallisation gaben, während andere Theile der Schmelze rein glasig blieben. Aber diese Anregung genügte nicht, um Quarz und Feldspath auskrystallisiren zu lassen, weil andauernder Druck herrschte und bei der langsamen Abkühlung keine Entspannung eintrat. Es sei nochmals ausdrücklich bemerkt, dass es sich nur um Schmelzen ohne Absorption von gasförmigem Wasser handelt.

Bei den basischen Schmelzen waren die Producte entweder reines Glas, wie bei der Diabasschmelze, oder es kamen höchst unvollkommene Krystallbildungen zu Tage, wie bei der Basaltschmelze von den Cap Verden, oder es erfolgten wieder an den Wandungen des Lehmtiegels Ausscheidungen, während das Uebrige vollständig glasig blieb, wie in den Schmelzproducten des Basaltes von Giants Causeway und des Hornblendeandesites von der Wolkenburg.

Also wurde bei den basischen Schmelzen bewiesen, dass der Druck die Krystallisation auch hier nicht fördert.

Als Beispiel für Entspannung sind die Versuche von Moyat anzusehen. Das mir vorgezeigte Stück Smirgel (vergl. pag. 344), welches von dessen Schmelzversuchen herrühren sollte, war in der That gänzlich körnig-krystallin. Diese Probe hatte das Aussehen eines plötzlich auskrystallisirten, überschmolzenen Magmas, in welchem, wie bei Graniten, die Ausbildung der Krystalle durch gegenseitige Störung sich nicht flächenhaft vollziehen konnte.

Bei den letztgenannten Versuchen von Moyat hängt der Druck lediglich von dem Schmelzprocesse ab und schwindet mit dem Augenblicke der Abkühlung oder mit der Einstellung des Verfahrens; so kann man hier in der That von einer Entspannung sprechen.

Die Anregung zur Auskrystallisation fand bei meinen Versuchen an den Wandungen des Tiegels umsomehr statt, als diese nur wenig Wärme abgaben und die Erhitzung, umgekehrt wie sonst, von innen nach aussen erfolgte.

Zu den Anregungen gehören nicht allein die mechanischen Einflüsse, wie wir im I. Theile gesehen haben, sondern auch die absorbirten Gase und in ganz hervorragendem Masse wohl das gasförmige Wasser, welches die Krystallisation fördert. Um jedoch mit einem Medium mit so hohem kritischen Punkte in Gasform arbeiten zu können, müsste das Gefäss bedeutend kleiner und von grösserer Wandstärke sein, da dasselbe durch schmelzende Legirungen auf circa 200—300° erwärmt werden müsste (Tafel IV).[1])

Gerade das Studium der Anregungen, insbesondere durch absorbirte Gase, muss sehr eingehend betrieben werden; habe ich doch schon erwähnt, dass durch Wasserdampf eine Silicatschmelze von hohem Kieselsäuregehalte im viscosen Zustande unter gewöhnlichem Drucke theilweise entglast wurde. In ähnlicher Weise finden wir die Erscheinung in der Natur bei den Entspannungen der Magmen; bei dieser Entlastung wird das absorbirte, gasförmige Wasser wieder abgegeben und kann durch seine entglasende Wirkung die erste Anregung zur Krystallisation bieten. Auch Doelter schreibt z. B. (Allgem. chem. Mineralogie, 1890, pag. 216): „Es ist keineswegs ausgeschlossen, dass eine Anzahl von Mineralien direct aus dem Schmelzflusse in der Kohlensäureatmosphäre sich gebildet haben, und zu diesen rechne ich nach meinen Experimenten: Magneteisen, Augit, Mejonit, Gehlenit, Anorthit, Olivin, Spinell und Periklas."

Ueber den Einfluss des Druckes auf den Schmelzpunkt sagt Brauns in seinem vorzüglichen Werke der Chem. Mineralogie (Leipzig, 1896, pag. 66): „Der Druck wirkt der Ausdehnung entgegen; er wirkt daher verzögernd auf alle Umwandlungen, die von Aus-

[1]) Wegen dieser Erhitzung wird es besser sein, als Einlage für die Hauptliederung Aluminium zu nehmen, da dieses dicht und weich ist und einen hohen Ausdehnungscoefficienten bei genügend hoch gelegenem Schmelzpunkte besitzt. Im Uebrigen würde an dem System des Apparates nichts zu ändern sein.

dehnung begleitet sind (also auf das Schmelzen von Silicaten) und beschleunigend auf die, welche von Contraction begleitet sind (also auf die Krystallisation)." Dieser sehr logisch gefolgerte Satz steht nun aber meiner Behauptung scheinbar ganz entgegen; allein wir haben das Nichtkrystallisiren meiner Schmelzen unter andauernd erhöhtem Druck nicht als eine primäre Erscheinung aufzufassen, sondern als eine secundäre, die ihren Ursprung hat in der durch Druck erzeugten Ueberkaltung. Bezüglich dieser Erscheinung äussert sich Brauns pag. 70 wie folgt: „Wie überhaupt in zähflüssigen Schmelzen tritt Ueberkaltung sehr leicht in zähflüssigen Silicatschmelzen ein. Die Ueberkaltung kann hiebei so weit gehen, dass überhaupt keine Krystallisation erfolgt, sondern die Masse glasig erstarrt, sie wird dann zu einem Gesteinsglas." Die Zähflüssigkeit wird aber durch Druck naturgemäss ganz bedeutend erhöht und die Geschwindigkeit der Molecularbewegung stark herabgesetzt.

Ueber die Absorptionsfähigkeit der Magmen wissen wir aber eigentlich nur das, was uns der Versuch XIII und die Mineralien starrer Gesteine durch ihre Flüssigkeitseinschlüsse lehren.

Endlich möchte ich nicht unerwähnt lassen, dass nach einer mir gewordenen Mittheilung das Argon eine merkwürdig fördernde Wirkung z. B. auf das Schmelzen des Aluminiums haben soll. Dürfte dies nicht im Einklange stehen mit der Auffindung des Argons und des Heliums besonders in Tiefengesteinen?

Was nun die Wirkung des Druckes auf die Allotropirung eines Kohlenstoffes in Diamant anbetrifft, so haben die Versuche III und IV gezeigt, dass andauernder Druck ohne substantielle Anregung den Kohlenstoff in künstlichen, trockenen Silicatschmelzen nicht als Diamant ausscheiden liess. Auch der aus der Kohlensäure herstammende war nicht zu Diamant geworden. In Eisenflüssen mag vielleicht das Metall selbst der Erreger zur Umlagerung der Atome sein. Auch das überhitzte Wasser scheint ein solcher Stoff zu sein, wenn man bedenkt, dass bei den Versuchen von Daubrée in geschlossenen Röhren in überhitztem Wasser aus Tannenholz Anthracit mit einigen Eigenschaften des Diamanten entstand, welcher sich durch seine, die des Stahls übertreffende Härte dem Diamant nähert. Wasser, wie es Luzi in seine nicht unter Druck stehende Schmelze brachte, indem er die Beschickung vor dem Erhitzen befeuchtete, dürfte von geringer Wirkung sein, denn es verflüchtigt sich nur zu rasch bei den hohen

Temperaturen. Sicher wäre dann das Einleiten von überhitztem Wasserdampf von grösserem Einflusse.

Was die beiden Rubinschmelzen anbetrifft, so war ich von dem Gedanken ausgegangen, eine Uebersättigung des Boraxes mit Thonerde durch Druck zu bewirken, im Gegensatze zu Ebelmen, der diese durch Verdampfen hervorbrachte, weshalb auch eine grössere Menge Thonerde genommen worden war, als dieser Experimentator verwandt hatte. Der Druck scheint aber die Auflösung der Thonerde nicht zu befördern, denn es hatte sich in der zweiten Schmelze verhältnismässig viel weniger Korund gebildet, trotzdem die Dauer des Schmelzprocesses bedeutend grösser war. Die Wirkung des Druckes äusserte sich vielmehr dahin, dass die Reactionsgeschwindigkeit gesteigert und eine grössere Menge borsaurer Thonerde gebildet wurde.

Aus diesen Betrachtungen ist endlich noch eine Folgerung auf das Erdinnere zu ziehen. Es steht fest, dass die Temperatur nach dem Centrum hin constant zunimmt; wir haben weiterhin gesehen, dass es zweierlei Arten durch Druck beeinflusster Schmelzen gibt, die einen, deren Erstarrungspunkt sinkt, die Silicatschmelzen, und die anderen, deren Erstarrungspunkt steigt, das Eisen z. B. Aus diesem Grunde aber wird sich das Eisen in grossen Massen zusammenscharen und sich meist auch nach dem Centrum der Erde zurückgezogen haben, während das flüssige Silicat der Oberfläche zutreibt. Daher sehen wir auch nur Silicatschmelzen hervorbrechen. Auch möchte ich die Ansicht von Amagat theilen, dass, wenn der Druck hoch genug getrieben wird, schliesslich ein Punkt erreicht wird, bei dem keine Verfestigung mehr eintritt, jedoch nur bei Körpern der 1. Classe. Infolgedessen müssten wir aber für diesen Fall anerkennen, dass die Krystallisation durch permanenten Druck gehemmt wird.

Offenbar bieten aber diese Erhitzungen unter Druck ein sehr reiches Forschungsfeld, sei es in Bezug auf Schmelzen durch substantielle Anregung oder auf sogenannte wässerige Schmelzen, sei es in Bezug auf Krystallisationsstudien aus überhitzten Lösungen unter einem grösseren Drucke, als die Dampfspannung derselben liefert, oder schliesslich die chemische Einwirkung zweier Substanzen auf einander unter Druck.

Zum Schlusse möchte ich noch ganz besonders meinem verehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. Zirkel meinen aufrichtigsten Dank sagen für die mir bewiesene hilfbereite Theilnahme und gleichfalls für die gütige Zurverfügungstellung der Räumlichkeiten im mineralogischen Institute zur Ausführung der Versuche.

Ferner ist es mir eine angenehme Pflicht, den Firmen Friedr. Krupp, Grusonwerk, der Elektricitäts-Actiengesellschaft vormals Schuckert & Comp., Zweigniederlassung Leipzig, auch Gieseke und Devrient, Leipzig, die mich in zuvorkommendster Weise unterstützten, sowie auch Herrn Maschinenfabrikant Ing. Knöpfel dahier meinen Dank auszusprechen, welch letzterer mir mit seiner jahrelangen, praktischen Erfahrung im Maschinenbau manchmal zu Hilfe kam.

Als Nachtrag möchte ich zum Schlusse noch anführen, dass mancherlei Verbesserungen, die sich mit der Zeit gezeigt haben, an dem Apparat gemacht werden könnten und von denen ich die hauptsächlichsten nicht unerwähnt lassen möchte:

1. Wie schon auf pag. 346 gesagt, liesse sich das kugelförmige Gefäss zunächst durch ein cylindrisches ersetzen, wodurch der Inhalt verkleinert wird und die Wandstärke schwächer gehalten werden kann.

2. Wenn man dem Deckel eine gewölbte Form gäbe, so würden noch mehr Einführungen ohne Störung Platz haben und der weitere Vortheil, dass sie radial dem Schmelzorte zustreben, erreicht werden.

3. Ausser den 4 bisherigen gasdichten Einführungen (das heisst 2 für die elektrische Leitung, eine für das Auge und eine für die Druckleitung) könnte noch eine solche für ein Thermometerrohr und eine für einen Fühler gemacht werden; derselbe besteht aus einem Stahldraht und dient zur Feststellung der Viscosität.

4. Der Deckel liesse sich zur leichteren Hebung durch ein Gegengewicht ausbalanciren.

5. Das Wasserbad zur Erwärmung des Gefässes könnte durch einen Gasofen ersetzt werden, welcher gleichzeitig einen Sockel bildet, in dem das Gefäss unwandelbar fest liegt.

6. Zur Wiedergewinnung des Druckgases liesse sich eine Kühlschlange oberhalb der Gasflasche zur Rückdestillirung der Kohlensäure anbringen.

7. Um ein müheloseres Arbeiten mit dem Apparate zu bewirken, könnte die Presspumpe mit einem $^1/_2$ pferdestarken Elektromotor angetrieben werden.

8. Diejenigen Institute, welche Anschluss an eine elektrische Centrale haben, würden den vorhandenen Strom durch einen Transformator niederspannen können, um den sehr lästigen Gasmotor entbehrlich zu machen.

Literaturverzeichnis.

Amagat: Sur la cristallisation de l'eau par décompression au-dessous de zéro. Comptes rendus, Nr. 16, 1893.

Cailletet: Comptes rendus, 1869.

Chrustschoff K. v.: Ueber künstliche Darstellung des Zirkons auf nassem Wege. Neues Jahrb. f. Min., 1892, Bd. II.

Derselbe: Ueber künstliche Diamanten. Referat in der Zeitschr. f. anorgan. Chemie, 4, 472.

Daubrée M.: Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris 1879.

Doelter C.: Allgemeine chemische Mineralogie. Leipzig 1890.

Cohn E.: Studien zur chemischen Dynamik. Amsterdam 1896.

Fouqué et Michel-Lévy: Synthèse des mineraux et des roches. Paris 1882.

Fuchs C.: Die künstlich dargestellen Mineralien. Haarlem 1872.

Gmelin-Kraut: Handbuch der Chemie. Heidelberg 1875—1881, 6. Aufl.

Lagorio A.: Ueber die Natur der Glasbasis sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Mineral. und petrogr. Mitth., 1887, Bd. VIII, 6. Heft.

Landolt und Börnstein: Physik.-chem. Tabellen. Berlin 1895, 2. Aufl.

Löwl F.: Die gebirgsbildenden Felsarten. Stuttgart 1893.

Luzi W.: Beiträge zur Kenntnis des Graphitkohlenstoffs. Berichte d. d. chem. Ges., 1891, XXIV.

Nernst W.: Theoretische Chemie. Stuttgart 1893.

Rauber A.: Die Regeneration der Krystalle. Leipzig 1895.

Richards: Aluminium, its history etc. London 1890, 2. Aufl.

Spring: Bull. acad. r. des sciences de Belgique (2), 1880, XLIX.

Thilo J.: Ueber den Einfluss niederer Temperaturen auf chemische Vorgänge. Verh. deutsch. Naturf., Nürnberg 1894.

Vogel und Rössing: Handbuch der Elektrochemie und Elektrometallurgie. Stuttgart 1891.

Vogelsang H.: Philosophie der Geologie. Bonn 1867.

Vogt J. H. L.: Beiträge zur Kenntnis der Gesetze der Mineralbildung in Schmelzmassen und in den neovulcanischen Gesteinen. Kristiania, 1. Heft, 1892.

Wiedemann Eilh.: Ueber die Volumenveränderung von Metallen und Legierungen beim Schmelzen. Ann. d. Physik. Neue Folge. XX, 1883.

Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. Leipzig 1893, 2. Aufl.

Erklärungen der Zeichnungen.

Tafel III.

Schnitt *a/b* durch das Mantelgefäss.

Tafel IV.

Schnitt *c/d* durch ein ideales Gefäss.

Tafel V.

Aufsicht auf den Deckel und auf das Gefäss nach Entfernung des Deckels.

Tafel VI.

Elektrischer Widerstand mit Pendelregulirung und Gefäss für Schmelzen mit Wassergas-Absorption.

Tafel VII.

Gesammtansicht des Apparates.

A Schmelzkugel.
B Gasflasche für flüssige Kohlensäure.
C Hydraulische Presspumpe.
D Wassergefäss mit Wage.
E Galvanische Maschine.
F Abkühlungswiderstand mit Pendelregulirung.
G Ampèremeter.
H Voltmeter.
K Manometer.

X. Erwiderung auf Sabatini's: „Ueber die Geologie der Ponzainsel."

Von **Dr. Carl Camillo Schneider**, Wien, Assistent am zweiten Zoologischen Institute.

Meine Arbeit „Geologie der Ponzainsel"[1]) ist vor kurzem von V. Sabatini in dieser Zeitschrift[2]) wie im Bollettino della società geologica italiana[3]) angegriffen worden. Ich würde nun schweigen, ja mich freuen, wenn Sabatini's Bemerkungen eine Bereicherung unserer Kenntnisse bedeuteten und er an der Hand neuer Beobachtungen mich auf Unrichtigkeiten in meiner Darstellung hinwiese. Wie ich bereits in meiner Arbeit aussprach, war Ursache für meine Schilderung allein die auf Spaziergängen sich mir aufdrängende Ueberzeugung, dass die Doelter'schen[4]) und Sabatini'schen[5]) Angaben nicht der Wirklichkeit entsprächen; was beide Autoren aus relativ wenigen Befunden erschlossen, glaubte ich durch weit zahlreichere Beobachtungen widerlegt. Ich hätte daher in einer gegen mich polemisirenden Arbeit Sabatini's wohl eine Anzahl neuer Befunde erwarten dürfen, da eben die alten sich als unzureichend für die Beurtheilung des geologischen Baues der Ponzainsel erwiesen. Indessen diese Erwartung wurde nicht erfüllt; Sabatini gibt so gut wie gar nichts neues, er bekämpft meine Schlussfolgerungen nicht, weil er sie direct zu widerlegen vermag, sondern weil er auf die Richtigkeit seiner früheren Angaben baut. Dabei schlüpfen ihm auch eine Anzahl Entstellungen und Verdrehungen meiner Mittheilungen unter. Um die Unstichhaltigkeit seiner Beweisführung aufzudecken, wie um mich gegen die vorkommenden Missverständnisse zu wehren, habe ich mich zu einer Erwiderung entschlossen.

---

[1]) Tschermak's Mineral. und petrogr. Mittheil., V. 16, Heft 1, 1896.

[2]) V. Sabatini, Ueber die Geologie der Ponzainsel, V. 16, Heft 6, 1896.

[3]) V. Sabatini, Sulla geologia dell'isola di Ponza, V. 15, 1896.

[4]) C. Doelter, Die Vulcangruppe der Pontinischen Inseln. Denkschr. k. Akad. Wiss., V. 36, 1876.

[5]) V. Sabatini, Descrizione geologica delle Isole Pontine. Boll. R. Comitato geol. d'Italia, 1893, Nr. 3 u. 4.

Um den Leser über die geologischen Verhältnisse der Insel Ponza kurz zu orientiren, gebe ich einen Theil der Zusammenfassung meiner Arbeitsergebnisse wieder. „Auf den Bruchspalten einer alten Festlandscholle, die vielleicht nur wenig unter den Meeresspiegel untergetaucht war, entwickelte sich intensive vulcanische Thätigkeit, die zunächst grosse Massen eines rhyolithischen Tuffes aufhäufte und dann rhyolithisches Magma in vorhandene oder neu aufgerissene Lücken des Tuffs zu Stöcken oder Gangstöcken unter Bildung scharf ausgeprägter Contactzonen einzwängte. Vielleicht erfolgte an manchen Stellen die Bildung von Rhyolithtuff und Rhyolith gleichzeitig. Neben einigen grösseren Massivs (Ciglio del Guarnero, Monte tre Venti, Frontone, Monte Core) finden sich eine Anzahl unbedeutendere, die nur zum kleinen Theil auf von jenen ausstrahlenden Spalten (Rücken von Core bis Cala dell'Inferno, Schiavone) aufzusitzen, zumeist aber unabhängige Bildungen zu sein scheinen. Eine radiale Anordnung von Gangmassen im Sinne Doelter's und Sabatini's mit dem Hafen und der Cala dell'Inferno als Centren wird weder durch die wirkliche Form und Vertheilung der Rhyolithvorkommnisse, noch durch deductive Erwägungen annehmbar gemacht."

Aus dem scheinbar geradlinigen Durchstreichen der von ihm beobachteten Rhyolithmassen, sowie aus deren regulären Formen an Profilen folgerte Sabatini, dass der Rhyolith nur in Gängen auftritt. Er sagt pag. 385: „Il fatto di affioramenti di lava in forma di striscie, spesso verticali o poco inclinate, e molte volte terminate da linee quasi rette, che in qualche sito sono anche parallele, se può accordarsi coll'ipotesi dei filoni è invece poco conciliabile con quella di cupole o di ammassi irregolari." Auch ich beobachtete diese regelmässigen Linien, ja sogar, nach Sabatini, da, wo sie gar nicht sind. Denn er bemerkt pag. 386: „Si capisce che questo fatto di delimitazione regolarissime lo (mich) aveva tanto colpito, per averlo visto in molti punti, che lo esagerò e lo vide anche dove non esiste." Es handelt sich um meine Figur 4, wo ich die Contactlinie des Rhyoliths zur Rechten gegen den Tuff gerade verlaufend zeichne, während Sabatini sie auf Figur 3 (1896) geschwungen darstellt. Möglich, dass Sabatini's Figur genauer ist als die meine; indessen auch an jener ist die Begrenzung des Rhyoliths eine regelmässige zu nennen, woraus sich die gleiche Schwierigkeit für meine Deutung der Rhyolithmassen ergibt. Dass ich letztere trotzdem für

Stöcke, wenigstens in den meisten Fällen, erkläre, begründet sich eben auf eine Menge anderer Beobachtungen, gegen die Sabatini gar nichts vorbringt. Speciell für die auf Figur 4 dargestellte Rhyolithmasse habe ich die Stocknatur sehr eingehend dargelegt; Sabatini geht jedoch nicht auf eine Widerlegung ein. Meine viel zahlreicheren Beobachtungen lehrten mich, dass die von Sabatini so hervorgehobene Regelmässigkeit im Auftreten des Rhyoliths meist nur eine scheinbare ist; die Contactzonen sind durchaus nicht immer, wie Sabatini angibt, nach den Richtungen der von ihm und Doelter angegebenen Gänge orientirt; ich fand vielmehr an den Hügelpartien, welche den Hafen nach West und Nord einschliessen, ganz widersprechende Richtungen.

Sehr merkwürdig ist folgende Beweisführung Sabatini's auf pag. 531: „Die Beweisführung von Schneider stützt sich hauptsächlich darauf, dass die Gänge nicht in den Thälern erscheinen .... Nun sind diese Thäler sowohl an den Seiten als auch auf dem Grunde von späterem, theilweise aus Schutt bestehendem Material überdeckt." „Es ist daher begreiflich, dass Schneider nicht alle unsere Gänge der ganzen Länge nach verfolgen konnte; das ist aber kein genügender Grund, um die von Doelter und mir angegebene Begrenzung der Gänge willkürlich zu nennen."

Mich hat dieser Einwand ausserordentlich erstaunen gemacht. Nach meiner Meinung war es vor allem für Sabatini nöthig, dass er seine „Gänge" der ganzen Länge nach verfolgte, ehe er überhaupt von Gängen sprach. Das war ihm so unmöglich wie mir; als ich daher die Gangnatur der Rhyolithvorkommnisse anfocht, so geschah es, weil ich einer Ansicht nicht beistimmen konnte, die nicht genügend begründet schien. Ich dächte, das wäre ganz selbstverständlich und es hätte der anderen, von mir gemachten Befunde gar nicht bedurft, um die von Sabatini angegebenen Ganggrenzen willkürliche zu nennen. Ich fand es wenigstens für nothwendig, auf meiner Karte nur das einzuzeichnen, was ich wirklich gesehen habe.

Würde Sabatini meine Einwände widerlegt haben, so würde er doch immer erst nur von der Wahrscheinlichkeit, dass der Rhyolith die Insel in Gängen durchstreicht, reden können. Aber ein Zweifel an der Richtigkeit seiner Auffassung kommt nirgends in seinen Arbeiten von 1896 zum Ausdrucke. Für ihn genügt es, pag. 531 zu sagen: „Abgesehen von den späteren Gebirgsarten, die

einen Gang verdecken können, ist doch bekannt, dass eine Gebirgsspalte nicht ganz von Lava ausgefüllt wird. Wie ist es denn daher möglich, einen Gang seiner ganzen Länge nach verfolgen zu können?" Nun, ich muss gestehen, wenn ich mehr Lücken als Gestein finde, so nöthigt mich das, in der Deutung der Form, in welcher das Gestein geologisch auftritt, vorsichtig zu sein.

Nach Sabatini pag. 387 habe ich die Contactzonen des Rhyoliths ungenügend studirt. Ich sage darüber pag. 71 meiner Arbeit: Zwischen Rhyolith und Rhyolithtuff „fallen sofort zwei Zwischenzonen auf, deren eine, dem Rhyolith zugehörige, ein dunkler, sphäroidisch abgesonderter Pechstein mit Feldspathkrystallen ist, deren andere, dem Tuff zugehörige, schmutzig gelb aussieht, viel Bomben enthält und langsam in das weisse normale Gestein übergeht." — Dieselbe Stelle von mir citirt auch Sabatini und folgert aus ihr pag. 387: „Per l'autore dunque tra la retinite verde e il tufo vi è distacco brusco. Per lui la retinite gialla non esiste e non esistono i passaggi graduali dal tufo tipico alla riolite tipica." Mir scheint, zu solcher Folgerung berechtigt meine Aeusserung nicht. Ich wollte nur hervorheben, welcher Theil der Grenzzone zwischen Tuff und Rhyolith zu dem ersteren und welcher zu dem letzteren zu rechnen sei. Einen allmählichen Uebergang, wie er durch die Erfüllung der Tuffrandschicht mit Rhyolithmagma vorgetäuscht wird, habe ich nirgends in Abrede gestellt; überhaupt habe ich, da es mir nicht auf petrographische Untersuchungen ankam, die feineren Details der Contactzone nicht eingehend studirt. Inwiefern die genaue Kenntnis derselben für die Beurtheilung der geologischen Formen der Rhyolithmassen nothwendig sein soll, wie Sabatini pag. 386—387 behauptet, ist mir unverständlich, da es sich nur um Gänge oder Stöcke handeln kann. Den Zweck meiner Untersuchung der Ponzainsel legte ich eingangs meiner Arbeit dar, Sabatini musste ihn also kennen; wenn er trotzdem Bemerkungen macht, wie: „ma il sig. Schneider lo (den Metamorphismus) rileva solo di suggita e lo riporta in modo assai imcompleto" und weiter unten auf derselben Seite (pag. 387): „Ma — e questo a tutti i costi il sig. Schneider non ha voluto vedere, sebbene sia fatto frequentissimo — la trasformazione (der Gesteine) non si arresta qui" (mit der Ausbildung der Pechsteinzone), so macht er mir Vorwürfe, zu denen er in keiner Weise berechtigt ist, und eine Unterstellung, die ich hier nicht näher qualificiren mag.

Ich betone an verschiedenen Stellen, dass die Pechsteinzone des Rhyoliths rascher als Rhyolith und Tuff verwittert und gebe auf pag. 73 für einen ganz bestimmten Fall an, dass sie sich am Rhyolithkern nur da erhalten hat, wo auch der Tuff noch vorhanden ist. Sabatini nimmt meine Angabe als für alle Pechsteinvorkommnisse giltig und sagt pag. 388: „Ora non v'è nulla che provi tale affermazione. L'autore dice che molte osservazioni lo aiutano in tale ipotesi. Jo asserisco esplicitamente il contrario, e mi risulta da molti punti ove la retinite verde si è conservata scoverta su larghe estensioni." — Ich bestreite ja das letztere gar nicht; ich muss nur Sabatini den Vorwurf machen, dass er meine Arbeit nicht genau gelesen hat, denn wenn ich pag. 73 weiter sage: „Meine Annahme wird durch viele andere Beobachtungen gestützt", so bezieht sich das auf die geologische Form des Rhyoliths und soll nicht eine Verallgemeinerung der für einen Fall geäusserten Ansicht sein. Ich stelle ja selbst auf Figur 2 grössere entblösste Flächen der Pechsteinzone dar. Sabatini stürzt sich indessen auf einzelne Angaben von mir, denen er einen anderen Sinn, als sie haben, unterlegt und eifert nun ausführlich gegen Selbstersonnenes.

Es ist mir unmöglich, auf alle Angriffe Sabatini's zu antworten, denn er hat fast an jeder Zeile meiner Arbeit etwas auszusetzen. Da er meine Angaben nicht durch directe Gegenbeweise hinfällig macht, sondern nur auf Grund seiner unzulänglichen Beobachtungen darüber raisonnirt, so müsste ich es eine Verschwendung des Papiers nennen, wollte ich ihm überallhin folgen. Wenn er sagt auf pag. 388 unten: „Invece tale zona (di metamorfismo) non traversa mai la direzione dei nostri filoni, ma ne limita i fianchi secondo quelle direzioni" — so ergibt sich daraus eben nur, dass er glaubt, meine Angaben verwerfen zu dürfen, ohne sie an Ort und Stelle controlirt zu haben. Ein Vorgehen, das nur so lange Eindruck machen kann, bis ein Dritter die geologischen Verhältnisse von Ponza studirt.

Ich habe bestritten, dass der Hafen von Ponza und die Cala d'Inferno die Eruptionscentren der Insel darstellen. Weiterhin sage ich dazu auf pag. 84: „Es muss überhaupt als eine sonderbare Vorstellung erachtet werden, dass glutflüssige Massen von einem Centrum aus derart in radiär ansetzende Spalten eindringen sollen, dass das Centrum frei oder fast frei bleibt, während die Gänge je weiter nach aussen, um so mächtiger anschwellen." Sabatini meint nun vom

Hafen auf pag. 533, dass diese Eruptionsmündung wohl tausende von Veränderungen durchgemacht haben werde und hält mir eine Vorlesung darüber, dass Vulcane nicht ihre alte Form bewahren. Weder Doelter noch er hätten je behauptet, dass der jetzige Hafen von Ponza die Form des alten Kraters darstellte. — Indessen scheint mir gerade die Form des Ponzahafens wie die der Calla dell' Inferno den Gedanken, dass in ihnen Krater zu sehen seien, geweckt zu haben, denn beide sind von sehr regelmässiger, fast kreisrunder Form. Aber, abgesehen von diesem Moment, muss ich gestehen, dass es mir geradezu scherzhaft erscheint, sich über dem Ponzahafen einen Rhyolithberg von circa 380 Meter Höhe als Centrum der vulcanischen Thätigkeit anwesend vorzustellen, der später vernichtet wurde, während der den Hafen zumeist einschliessende weiche Tuff sich erhielt. Was Sabatini über den Vesuv und den Monte Somma sagt, hat für die Verhältnisse auf Ponza keinen Wert. Denn die Formveränderungen des Vesuvs beruhen auf der leichten Zerstörbarkeit der Tuffe; für den Ponzahafen wäre aber ein Rhyolithberg vorauszusetzen, von dem aus die den Tuff durchquerenden Gänge in bis über 204 Meter Höhe sich erstreckt hätten — Voraussetzungen, die umsoweniger annehmbar sind, als, wie ich 1896 sagte, der Monte Core, wenn durchaus ein Centrum angenommen werden muss, als solches ohne weiteres sich darbietet.

Pag. 533 erfahre ich noch, dass das Princip, welches ich aufstellen möchte (!), nämlich dass dort, wo das Magma aufstieg, es sich auch hauptsächlich ansammelte, „durchaus unverträglich mit Gängen und Lavaströmen ist". Sabatini unterstellt mir hier wieder — hinsichtlich der „Lavaströme" — einen Gedanken, den ich nirgends ausgedrückt habe. Eine weitere Bemerkung darüber erscheint mir überflüssig.

Was Sabatini zur Aufrechterhaltung seiner zahlreichen Rhyolithgänge im einzelnen vorbringt, enthält ebenfalls nichts wesentlich Neues. Er erreicht höchstens, dass wir den unterirdischen Zusammenhang mancher Rhyolithmassen für möglich erachten dürfen, dass also hie und da Spalten vorliegen mögen, auf denen an verschiedenen Stellen Magma sich anhäufte. Nicht einer seiner Gänge ist aber meiner Ansicht nach wirklich erwiesen. Doch das Endurtheil darüber muss späteren Forschungen überlassen werden. Ich will mich hier nur noch gegen Unterstellungen wehren, die die Art, wie

Sabatini zu kritisiren beliebt, nicht empfehlen dürften. Folgender Fall ist zu betonen.

Ich sage auf pag. 91: „Gleichfalls durch gar nichts bewiesen ist der Zusammenhang der Rhyolithmassen, welche östlich von Ponza an der Einengung, an der Punta della Madonna und in deren drei vorgelagerten Felsen anstehen — selbst angenommen, dass diese zusammengehören — mit dem Rhyolith südlich an der Falconewand. Es ist wirklich unbegreiflich, wie Doelter hier einen schnurgeraden Gang (seinen ersten, den zweiten bei Sabatini) einzuzeichnen vermochte, da von Ponza aus bis hinter den Falconerücken auch nicht die Spur von Rhyolith zu finden ist, sondern am ganzen Nordabhange des Monte Guardia Trachyttuff vorkommt." — Zunächst erwähnt nun Sabatini pag. 397 eine Anzahl Rhyolithvorkommnisse auf der Strasse von S. Antonio zum Telegraph, die „mostrano quanto sia azzardata l'affermazione di Schneider che „da Ponza sino dietro la schiena del Falcone non si rinviene traccia di riolite". Diese Vorkommnisse habe ich auch gesehen und auf meiner Karte angedeutet; sie liegen aber eben ganz nahe bei der Stadt Ponza und Sabatini hat auf der Strecke, von der ich Rhyolithvorkommnisse bestritt, auch noch keines nachgewiesen. Dagegen, nach Sabatini, habe ich sie selbst nachgewiesen! Sabatini sagt: „Il primo a convalidarmi in tale affermazione è lo stesso Schneider che, mentre nel testo si esprime come ora ho riferito, invece nella sua carta segna un affioramento di riolite lungo circa un chilometro e proprio sopra la linea occupata dal mio filone II, sul fianco di Monte Guardia." — Ich sage aber von diesem Rhyolithvorkommnisse auf pag. 73 unten: „hält man sich nun in der Mulde nach der Chiaja di Luna zu, so bleibt man fast immer auf Rhyolith. Man befindet sich auf dem zweiten Rhyolithgang Doelter's (dritter Sabatini's)." Es ist dies jene Rhyolithmasse, die auf derselben Stelle, auf der ich sie einzeichne, auch von Sabatini, aber als dessen dritter Gang (wie schon aus dem Verlauf des Weges zur Chiaja di Luna erkenntlich wird) eingezeichnet ist. Sabatini's Kritik meiner Angaben erfolgt demnach auf Grund einer Unterstellung, die allerdings Leser, welche meine Arbeit nicht genau kennen, gegen meine Auffassung stutzig machen muss.

Eine andere Unterstellung ist folgende: Pag. 395 unten bespricht Sabatini die verschiedene Beschaffenheit des Rhyoliths, dessen

„tre colori indichino tre stadî della roccia medesima". Dazu bemerkt er in der Anmerkung: „Invece il sig. Schneider a pag. 85 del suo lavoro mostra non essere di questo parere e non si capisce perchè. Egli parla infatti di riolite di un bel bianco, dura e fresca." Sehen wir nun dort nach, wo ich diese Angabe mache, so ergibt sich, dass sie nur für einen ganz bestimmten Ort gilt. Pag. 84 sage ich vom Rhyolith eines anderen Orts, dass „er hier schön jaspisartig lichtviolett gebändert" ist. Was soll nun die Anmerkung? besonders die Bemerkung: „non si capisce perchè?"

Ein Missverständnis dürfte einer anderen Bemerkung Sabatini's zu Grunde liegen. Bei Santa Croce finden sich Schichten eines feinkörnigen, gelblichen Sandsteins, der nach Sabatini Reste von Muschelnschalen etc. enthält. Ich sage nun pag. 87: „Es würde sich also um eine marine Ablagerung handeln, deren Entstehungsweise festzustellen mir unmöglich war." Unter „Entstehungsweise" meinte ich hier, wie sofort ersichtlich, nicht die Art der Ablagerung, denn die hatte ich ja soeben als marine zugestanden; sondern die Art, wie die Schichten über den Meeresspiegel verlagert wurden und die Zeit, während welcher dies geschah. Ich gebe zu, dass die Ausdrucksweise keine gute war; dass Sabatini daraus aber folgern konnte, ich bestritte die marine Ablagerung, scheint mir denn doch etwas an den Haaren herbeigezogen.

Was wir beide über die Ablagerungsweise des Trachyt- (oder nach Sabatini: Andesit-) Tuffes sagen, zeigt sehr deutlich unsere verschiedenen Auffassungsweisen. Nach Sabatini ist der Andesittuff submarin abgelagert. Er fand in ihm horizontale Schichten gerundeter Gerölle und Versteinerungen. Nun polemisirt er auf's schärfste gegen mich, dass ich das bestritten hätte. Das ist mir aber gar nicht eingefallen. Ich sage pag. 87 etc., da ich von den gerundeten Geröllen und den Petrefacten nichts wusste: „Zahlreiche Beispiele, z. B. am Vesuv, lehren aber, dass ein Tuff sehr wohl geschichtet sein kann, wenn er auch eine terrestre Ablagerung vorstellt." Sofort belehrt mich Sabatini über die römischen Tuffe, von denen er indessen auch nur sagen kann (pag. 402): „che eminenti geologi vollero di origine marina perchè stratificati orizzontalmente su grandi estensioni." Aber auf die Regelmässigkeit der Schichtung beruft er sich gar nicht. Er meint pag. 403: „Era dunque la precisione del terrazzamento alla base del tufo stratificato, e non la stratificazione

di esso, l'argomento da me addotto." Hören wir nun, was ich auf pag. 88 sage. „Nun liegt aber der Trachyttuff vielfach dem Rhyolith (nicht dem Rhyolithtuff) auf, es musste dieser also vor Auswurf des Tuffs 2 denudirt worden sein; darum hat die Insel jedenfalls auch schon vorher über das Meer hervor — oder in's Brandungsgebiet hineingeragt." Kann Sabatini mehr sagen als ich? Die Anwesenheit von gerundeten Geröllen erklärt sich nur — bei Ablehnung der Einwirkung von fliessenden Gewässern — durch die mechanische Wirkung der Brandungsgewässer. Ich habe die Anwesenheit von Geröllen nirgends bestritten, ebensowenig wie das Vorkommen von Petrefacten im Trachyttuff; ich war darüber eben nicht unterrichtet und drückte mich daher vorsichtig derart aus: „ich wüsste gar keinen Grund anzugeben, warum der Tuff 1 nicht über Wasser sich abgelagert haben soll." Die lange Polemik Sabatini's war durchaus überflüssig, um mich die Anwesenheit dessen, was factisch von ihm nachgewiesen wurde, anerkennen zu lassen.

Dankbar bin ich Sabatini für die mir auf pag. 409 in der Anmerkung gemachte Erläuterung über die Ableitung des Wortes „scarrupata". Weniger erfreut mich dagegen die Polemik, die er gegen mich richtet, weil ich auf pag. 68 die Ansicht äussere, dass die Leuchtthurmklippe (Punta della Guardia) möglicherweise eine an der „scarrupata di mare" des Monte Guardia abgebrochene Trachytmasse darstelle. Ich berief mich bei dieser Deutung auf die eigenthümliche Lagerungsweise der an der Verbindungsstelle der Klippe mit der Insel nachweisbaren Rhyolith- und Trachyttuffmassen. Das Ganze ist als Vermuthung vorgetragen, als nichts weiter; Sabatini, der selbst auf pag. 535 zugesteht, „dass kein sichtbarer Zusammenhang existirt zwischen dem Andesit von Punta della Guardia und demjenigen von Monte della Guardia", berechnet eingehend die Felsmasse der Klippe und sagt pag. 411: „E questo enorme blocco .... sarebbe precipitato dall'altezza die 150 metri senza sfasciarsi!" Nun, ich gebe gern zu, dass diese Annahme wenig Wahrscheinlichkeit für sich hat, besonders da Sabatini für den „Block" eine etwas andere petrographische Zusammensetzung als für den Trachyt (oder Andesit) des Monte Guardia feststellte. Immerhin wäre eine Erklärung der abweichenden Lagerungsverhältnisse der Tuffe wünschenswert.

Zum Schlusse seines Artikels kann Sabatini nicht umhin eine Lanze für Doelter zu brechen, der „con mano maestra tracciò

le grandi linee della geologia delle isole Pontine". So verdienstvoll Doelter's Arbeit selbstverständlich auch ist, die „mano maestra" kann ich darin nicht erkennen, denn die von ihm gezogenen „grandi linee della geologia" der Insel Ponza sind eben meiner Ansicht nach nicht richtig. Der ganze Charakter der Insel spricht nicht für die Doelter'sche Annahme. Vom Hafen und von der Cala dell'Inferno strahlen keine Rhyolithgänge aus. Wie ich in meiner Arbeit hervorhob, „zeigt die mittlere Masse der Insel (die nicht von Trachyt bedeckt ist) ein Haufwerk kleiner Kuppen, einige höhere Erhebungen und ein paar längere Rücken: ein Detailwerk, wie es durch das Auftreten des Rhyoliths bedingt ist, während im Trachytgebiet (Monte Guardia) grössere Massenentfaltung eintrat". Sollten überall quer durch die Insel Gänge streichen, so müsste das auch im Charakter der Landschaft zum Ausdruck kommen. Dieser letztere spricht aber viel mehr für die von mir vertretene Auffassung, nach der die Rhyolithvorkommnisse zumeist unabhängige Bildungen sind. Wo sie doch untereinander Abhängigkeit verrathen, stellt sich diese doch in keiner Weise derart dar, wie Doelter und Sabatini es behaupten.

Hinzufügen muss ich noch, dass ich mit diesen Zeilen die Polemik zwischen Sabatini und mir über die Geologie der Insel Ponza, meinerseits, für beendigt erkläre. Beweise für die Richtigkeit der Sabatini'schen Auffassung werde ich gern anerkennen, ein leeres Streiten über subjective Meinungsverschiedenheiten scheint mir aber nicht im Interesse der Wissenschaft.

XI. Notizen.

Der Vesuvian von Friedeberg in Schlesien.

Zu wiederholten Malen schon war das mineralogische Institut der deutschen Universität in Prag Herrn Bergingenieur Kretschmer in Sternberg (Mähren) wegen Ueberlassung schöner Mineralstufen zu Dank verpflichtet. In neuester Zeit hat der genannte Herr dem mineralogischen Institute abermals zwei prächtige, von ihm selbst gefundene Stücke geschenkt. Das eine entspricht völlig jener Art von Spaltenauskleidungen, die Herr Kretschmer durch die Fig. 1 seiner Abhandlung [1]) über das Mineralvorkommen im Contactgebiet von Friedeberg in Schlesien illustrirt hat, das zweite Stück ist eine nestartig erweiterte Gangstelle aus dem eben erwähnten Gange in Grimme's grossem Marmorbruch am Südwestabhange des Gotteshausberges bei Friedeberg.

Fig. 1.

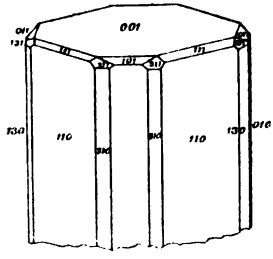
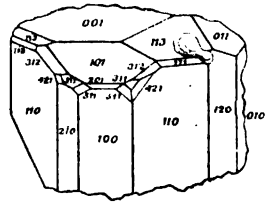


Fig. 2.



In diesem Nest stecken, umgeben von einer dünnen Calcitmatrix, bis zu $1^1/_2$ Centimeter grosse säulenförmige Vesuviankrystalle. [2]) Das Nest selbst besteht (von aussen nach innen) aus grobkörnigem reinen Calcit, Wollastonit und einem Gemenge von Granat, körnigem Vesuvian und Fassait.

Die olivengrün gefärbten, stark glasglänzenden Vesuviane erscheinen auf den ersten Blick recht flächenarm, bei genauerem Zusehen aber erblickt man — besonders auf den kleineren, den grösseren öfters aufsitzenden Krystallen — ausser tetragonalen, achtseitigen und verwendeten Prismen noch eine stattliche Zahl sehr kleiner, tetragonaler, achtseitiger und verwendeter Pyramiden. Die Endfläche (001) ist stets parquettirt, die Flächen der Prismenzone erscheinen stark längsgerieft.

---

[1]) F. Kretschmer, Das Mineralvorkommen bei Friedeberg (Schlesien). Diese Mitth. N. F. XV. B.

[2]) Das Vorkommen von Vesuvian bei Friedeberg und Kaltenstein ist auch in Hintze's Handbuch der Mineralogie, pag. 287, erwähnt. Die Krystalle sind längsgestreift und besitzen die Combination *m . a . c.*

Die Fig. 1 versinnlicht den Typus der Friedeberger Vesuviane, beobachtet an einem circa 1 Centimeter dicken, wenig flächenreichen Krystall. Das verwendete Prisma (100) ist stets weniger ausgebildet als das tetragonale Prisma (110). Die achtseitigen Prismen (210) und (310) bilden schmale Leisten. Fig. 2 bringt den Octanten eines kleineren Krystalls in naturgetreuer Abbildung zur Anschauung. Wie klein die terminalen Flächen sind, kann man daraus ersehen, dass an einem circa 2 Millimeter langen und ebenso breiten Octanten eines Kryställchens fast sämmtliche (mit Ausnahme von vier) Flächenarten ausgebildet waren.

Die Kante 001 . 113 (Fig. 2) verläuft nicht parallel den Kanten der Zone [113 . 110], sondern nahezu parallel mit der Kante 113 . 120. Diese Störung wird durch das Auftreten von Vicinalflächen auf (001) verursacht.

Mit Ausnahme von (001) und den Prismen lieferten alle übrigen Flächen tadellose Signale.

Folgende Flächen wurden beobachtet[1]):

$$\underset{(001)'}{c}\quad \underset{(100)'}{a}\quad \underset{(110)'}{m}\quad \underset{(210)'}{f}\quad \underset{(310)'}{h}\quad \underset{(101)'}{o}\quad \underset{(201)'}{u}\quad \underset{111'}{p}\quad \underset{(112)'}{\iota^1}\quad \underset{(445)'}{\lambda}\quad \underset{(113)'}{\vartheta}\quad \underset{(211)'}{z}$$

$$\underset{(311)'}{s}\quad \underset{(511)'}{v}\quad \underset{(312)'}{i}\quad \underset{(421)'}{d}.$$

Mit den Messungen wurden die von Zepharovich[1]) für das Axenverhältnis $c : a = 0{\cdot}537541 : 1$ berechneten Winkelwerte verglichen. Für die Winkel der Prismenzone wurden die von Kokscharow berechneten Werte benützt.

Ein Dünnschliff senkrecht zur Hauptaxe u nahe der natürlichen Endfläche (001) blieb bei gekreuzten Nicols dunkel, an wenigen Stellen nur zeigte sich, mit Gyps R^1 geprüft, schwache optische Anomalie. Im convergenten Lichte wurde der negative Charakter der Doppelbrechung erkannt. Das Interferenzkreuz öffnete und schloss sich beim Drehen des Präparates.

Im Innern beherbergte der Schliff eine Anzahl von regellos eingestreuten Einschlüssen, die zweierlei Art waren. Die einen mit schwacher Doppelbrechung, gerader Auslöschung und zu der Längserstreckung querliegender Axenebene wurden als Wollastonit gedeutet, die anderen, stark doppelbrechenden wiesen infolge ihrer optischen Eigenschaften auf ein rhomboëdrisches Carbonat. Mikrochemisch geprüft wurde *Ca* (Gypsnadeln) nachgewiesen: Kalkspath oder Dolomit.

---

[1]) Buchstabenbezeichnung nach v. Zepharovich, Kryst. Studien über den Idocras. Sitzungsbericht d. Akad. d. Wissensch. in Wien, math.-naturw. Cl., IL. Bd., 1. Abth., 1864.

Buchstaben	Indices	Gemessen	v. Zepharovich berechnet	Anmerkungen
$m : a$	110 : 100	44° 51′	45°	Berechnet von Kokscharow
$f : a$	210 : 100	26° 28′	26° 33′ 54″	
$f : m$	210 : 110	18° 23′	18° 26′ 6″	
$h : a$	310 : 100	18° 23′	18° 26′ 6″	
$h : m$	310 : 110	26° 28′	26° 33′ 54″	
$h : h^3$	310 : 130	53° 2′	53° 7′ 48″	
$p : m$	111 : 110	52° 51′	52° 45′ 29″	
$p : a$	111 : 100	64° 42′	64° 39′ 50″	
$\vartheta : p$	113 : 111	23° —	23° 1′ 21″	Kokscharow 23 $\frac{3}{4}$° Mohs 22° 57′
$\vartheta : m$	113 : 110	75° 51′	75° 46′ 50″	Mohs 75° 50′
$i^1 : m$	112 : 110	70° —	69° 11′ 18″	Schimmermessung
$\lambda : m$	445 : 110	58° 9′	58° 41′ 38″	λ lichtschwaches Signal
$t : p$	331 : 111	29° 4′	29° 4′ 53″	Kokscharow 29° 5′ 15″
$t : m$	331 : 110	23° 47′	23° 40′ 36″	
$o : a$	101 : 100	61° 45′	61° 44′ 24″	Kokscharow 61° 45 $\frac{1}{4}$′
$o : m$	101 : 110	70° 26′	70° 26′ 24″	
$o : p$	101 : 111	25° 20′	25° 20′ 10″	25° 15′ Mohs
$o : o^4$	101 : 011	39° 4′	39° 7′ 13″	
$u : o$	201 : 101	18° 45′	18° 48′ 44″	
$u : a$	201 : 100	43° —	42° 55′ 40″	
$z : m$	211 : 110	43° 20′	43° 10′ 23″	z sehr schmale Leiste
$d : m$	421 : 110	29° 10′	28° 50′ 45″	
$d : f$	421 : 210	22° 41′	22° 35′ 11″	
$i : h$	312 : 310	49° 44′	49° 38′ 16″	
$i : m$	312 : 110	54° 39′	54° 36′ 9″	
$i : o$	312 : 101	15° 47′	15° 50′ 15″	
$s : a$	311 : 100	35° 11′	35° 8′ 47″	
$s : h$	311 : 310	30° 30′	30° 28′ 4″	
$s : m$	311 : 110	39° 30′	39° 33′ 48″	
$s : p$	311 : 111	29° 25′	29° 31′ 3″	
$s : i$	311 : 312	19° 10′	19° 10′ 12″	
$v : a$	511 : 100	22° 59′	22° 53′ 59″	
$v : s$	511 : 311	12° 15′	12° 14′ 48″	

Mineral. Institut d. deutschen Universität Prag.

H. V. Graber.

Bemerkung zu der Abhandlung von Herrn C. Oetling über Verfestigung von Silicatschmelzen unter Druck.

In der Einleitung zu der Abhandlung des Herrn Oetling[1]), welche durch die Beschreibung ganz neuer Versuchsanordnungen gewiss das Interesse aller Fachgenossen erwecken wird, finden sich einige Stellen, die ich nicht gerne den Weg in die Oeffentlichkeit machen lassen möchte, ohne kurz meinen Standpunkt den angeregten Fragen gegenüber zu präcisiren. Die eine betrifft das Verhalten von Schmelz- und Erstarrungspunkt bei Erhöhung des Druckes. Oetling führt[2]) ohne genaueres Citat einen Ausspruch von Gmelin an, wonach Substanzen, die beim Schmelzen ihr Volumen vergrössern, bei Steigerung des Druckes eine Erhöhung des Schmelzpunktes, dagegen eine Erniedrigung des Erstarrungspunktes erfahren. Das scheint auf einem Missverständnis zu beruhen, denn Schmelzpunkt und Erstarrungspunkt sind wesentlich identisch, und wenn eine geschmolzene Substanz unter dem Schmelzpunkt noch flüssig bleibt, so befindet sie sich im labilen Gleichgewicht (Ueberkaltung) und Berührung mit dem festen Körper bewirkt Erstarrung und Ansteigen der Temperatur höchstens zum Schmelzpunkte.[3])

Wenn also Gmelin's Satz einen Sinn haben soll, könnte er nur so aufgefasst werden, dass bei Substanzen, die ihr Volumen beim Schmelzen vergrössern, Erhöhung des Druckes eine Neigung zur Ueberkaltung hervorrufe. Beobachtungen über eine solche Beziehung sind mir nicht bekannt.

Die zweite Stelle betrifft die Kritik eines Satzes aus Löwl's Buch über die gebirgsbildenden Felsarten: „dass das Magma der Tiefe ..... auch Liquida enthält, zumal Wasser, überhitztes Wasser, das sich trotz der hohen Temperatur nicht in Dampf verwandeln kann, weil es durch den ungeheueren Druck, unter dem das Magma steht, im flüssigen Zustande zurückgehalten wird". Oetling hält diesen Satz für irrig und schliesst: weil die Temperatur des Magmas höher liegt als die kritische Temperatur des Wassers, könne das Wasser im gluthigen Innern der Erde sich nur in Gasform finden.

Ich meine Löwl hat Recht, wenn sein Satz so verstanden wird, dass sich Wasser in dem flüssigen Magma aufgelöst, absorbirt vorfindet. Es ist dann ebenso in flüssiger Phase vorhanden wie Sauerstoff, der bei gewöhnlicher Temperatur und Atmosphärendruck in Wasser gelöst ist. Auch hier hat man Sauerstoff in flüssiger Phase bei einer Temperatur, die weit über der kritischen Temperatur dieses Gases liegt.

Nimmt der Druck ab, so entweicht ein Theil des gelösten Sauerstoffes gasförmig, und dasselbe tritt ein, wenn das Magma entlastet wird; es wird Wasserdampf austreten.

Oetling's Behauptung würde nur für reines Wasser gelten, das, in einem unschmelzbaren Gefäss eingeschlossen, in das Magma eingetaucht wäre.

---

[1]) Dieses Heft, pag. 331.

[2]) l. c. pag. 332.

[3]) Vergl. Ostwald, Lehrb. d. allg. Chemie, 2. Aufl., I. Bd., pag. 992 f.; 1013 ff.

F. Becke.

XII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Bäckström H.: Krystallform des Iridiumtetramintrichlorid. — Zeitschr. f. Kryst. 1897, Bd. XXVIII.

Barlow W.: Die Beziehung der im amorphen und krystallisirten Zustande auftretenden Circularpolarisation zu der Symmetrie und Theilung homogener Structuren, d. h. der Krystalle. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVII, H. 5.

Derselbe: Ueber homogene Structuren und ihre symmetrische Theilung, mit Anwendung auf die Krystalle. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVII, H. 5.

Boeris G.: Sulla forma cristallina di alcuni derivati dell'Anetolo. Rivista di Miner. e Crist. Ital. Vol. XVII.

Goldschmidt V.: Ueber Entwicklung der Krystallformen. I. Theil. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVIII, H. 1.

Derselbe: Ueber einen interessanten Fall der krystallinen Entschmelzung. — Zeitschrift f. Kryst. Bd. XXVIII, H. 2.

Lane A. C.: Crystallized Slags from Copper Smelting. — Bull. Geol. Soc. Am. 1894, Vol. 6.

Offret M. A.: Notices cristallographiques. Bull. de la Soc. française de Minéralogie. 1896, tome XIX, Nr. 8.

Schwarzmann M.: Reciproke Krystallformen und reciproke Krystallprojectionen. Inaugural-Dissert., Leipzig 1897, J. B. Hirschfeld.

Mineralogie.

Bäckström H.: Manganandalusit från Vestanå. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1896, Bd. XVIII, H. 5.

Derselbe: Thaumasit från Skottvång i Gåsinge Socken af Nyköpings Lån. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1897, Bd. XIX, H. 4.

Boeris G.: Sull'Epidoto della comba di Compare Robert (Avigliana). — Atti della Acad. Reale delle scienze di Torino. Anno 1896—1897, Vol. XXXII.

Hintze C.: Ueber krystallisirten Phenakit aus Schlesien. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVIII, H. 2.

Klein C.: Ueber Leucit und Analcim und ihre gegenseitigen Beziehungen. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin. 1897, Bd. XVI.

Termier P.: Sur la Bournonite de Peychagnard (Isère). — Bull. de la Soc. française de Minéralogie. 1897, tome XX, Nr. 1—2.

Weinschenk E.: Beiträge zur Mineralogie Bayerns. 1. Vorkommnisse aus den Graphitlagerstätten nordöstlich von Passau. 2. Der sogenannte Anthophyllit von Bodenmais. 3. Spessartin von Aschaffenburg. Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXVIII, H. 2.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Arcidiacono S.: Studio comparativo sopra due tromometri normali diversamente impianti. — Boll. della Società Sismologica Italiana. Vol. II, Nr. 9.

Bäckström H.: Vestanåfältet. En petrogenetisk studie with an english summary. Kongl. svenska vetenskaps-akademiens handlingar. Stockholm 1897, Bd. 29, Nr. 4.

Bascom F.: The Structures, Origin and Nomenclature of the Acid Volcanic Rocks of South Mountain. — Journal of Geology. November-December 1893, Vol. I, Nr. 8.

Derselbe: A Pre-Tertiary Nepheline-bearing Rock. — Journal of Geology. 1896.

Becker G. F.: Schistosity and Slaty Cleavage. — Journal of Geology. 1896, Vol. IV, pag. 429—448.

Bodmer-Beder A.: Die Erzlagerstätten der Alp-Puntaiglas im Ründner Oberland und ihre Felsarten. — Neues Jahrb. f. Min. Beil. Bd. XI.

Guckler J.: Das Reichensteiner und Bielengebirge. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1897, Bd. XLVII, H. 1.

Herrmann O.: Glacialerscheinungen in der geologischen Vergangenheit. — Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge. Hamburg 1896, N. F., XI. Serie, H. 244.

Iddings J. P.: Absarokite-Shoshonite-Banakite Series. Journal of Geology. 1895, Vol. III, Nr. 8

Derselbe: Extrusive and intrusive igneous rocks as products of magmatic differentiation. — Quarterly Journal of the Geological Society. 1896, Vol. LII.

Kemp J. F.: The Geology of the Magnetites near Port Henry, N. Y. And especially those of Mineville. — Trans. of the Am. Inst. of Mining Eng. Chicago, Meeting, Februar 1897.

Lane A. C.: Grain of Rocks. — Bull. Geol. Soc. Am. 1896, Vol. VIII.

Mrazec L.: Essai d'une Classification des Roches cristallines de la zone centrale des Carpathes Roumains. — Arch. des Sciences Phys. et Nat. Quatrième pér. t. III.

Derselbe: Note sur la Géologie de la partie Sud du Haut Plateau de Mehedinti. — Bull. de la Soc. des Sciences Phys. de Bucarest, Roumanie. 1896, Nr. 12.

Mrazec L. et Pascu R.: Note sur la structure géologique des environs du village d'Ortakivi (Distr. Tulna, Arr. Babadag). — Bull. de la Soc. des Sciences Phys. de Bucarest, Roumanie. 1896, Nr. 12.

Porro Cesare: Cenni preliminari ad un rilievo geologico nelle Alpe Orobie. — R. Ist. Lomb. di sci e lett. Rendiconti. 1897, Serie II, Vol. XXX.

Ricco A.: Grande sismometrografo dell'Osservatorio di Catania. — Atti dell'Accad. Gioenia di Scienze Nat. in Cattania. Vol. X, Serie 4a.

Rothpletz A.: Das Rheinthal unterhalb Bingen. — Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1895.

Seyfried E. v.: Geognostische Beschreibung des Kreuzberges in der Rhön. — Inaugural-Dissert. Strassburg 1897.

Suess F. E.: Das Gneiss- und Granitgebiet der Umgebung von Gross-Meseritsch in Mähren. — Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt. 1897, Nr. 6.

Termier M. P.: Sur le graduel appauvrinement en chaux de roches éruptives básiques de la région du Pelvoux. — Comptes Rend. de l'Acad. des Sciences. Paris, 22. März 1897.

Yamasaki N.: On the Piedmontite-Rhyolite from Shinano. — Journ. of the College of Science. Imp. Univ., Tokio, Japan. 1896, Vol. IX, Pf. II.

Grubenmann U.: Gustav Adolf Kenngott. — Vierteljahrsschrift der Naturforsch. Gesellsch. in Zürich. 1897, Jahrg. XLII.

Neue Bücher.

Handbuch der Mineralogie von Dr. Carl Hintze, o. ö. Professor an der Universität Breslau. Zweiter Band. Silicate und Titanate. Mit 632 Abbildungen im Text. Octav, X und 1842 Seiten. Leipzig, Veit & Comp., 1897.

Der Autor ist zu beglückwünschen zu der Durchführung der einen Hälfte seiner Riesenaufgabe. Die Summe der geleisteten Arbeit spricht sich wohl deutlich genug in der obigen Seitenzahl aus. Die kürzlich erschienene Schlusslieferung des 2. Bandes bringt in der von den früheren Lieferungen bekannten Vollständigkeit den Schluss von Beryll, Leucit, Kieselzinkerz, Cerit und Pollux, die Feldspath-, Skapolith- und Endidymitgruppe, ferner eine Reihe *Ti* und *Zr*-hältiger seltenerer Minerale, die Zeolithe und schliesslich wasserhaltige amorphe Silicate, die mit Recht kurz abgethan werden. Das Erscheinen des ersten Bandes wird in baldige Aussicht gestellt.

Die Meteoriten in Sammlungen und ihre Literatur, nebst einem Versuch, den Tauschwert der Meteoriten zu bestimmen. Von Dr. E. A. Wülfing, a. o. Professor an der Universität Tübingen. Octav, XLVI und 4 0 Seiten. Tübingen, Laupp'sche Buchhandlung.

Das Buch beabsichtigt einen Ueberblick über die der Forschung zugänglichen Meteoriten und ihre Literatur zu gewähren. Den Hauptinhalt desselben bildet ein Verzeichnis sämmtlicher bekannter Meteoriten nebst ausführlichem Literaturnachweis und Angabe des in Sammlungen vorhandenen Gewichtes. Dieser Theil, welcher auf Grund der amtlichen Kataloge der grossen Sammlungen und zahlreicher, vom Verfasser erhobener Daten bearbeitet ist, wird für alle Jene, welche Sammlungen von Meteoriten zu verwalten haben, von grossem Werte sein, wird auch denjenigen, welche über Meteoriten zu arbeiten wünschen, wertvolle Anhaltspunkte geben, wo das Untersuchungsmaterial zu finden ist.

Im Anhang an dieses Verzeichnis gibt der Verfasser Vorschläge, wie der Tauschwert von Meteoriten zu bestimmen ist. Nach Wülfing's Ansicht ist dabei Rücksicht zu nehmen auf die Menge des erhaltenen Materials, auf die dem Meteoriten eigenhümliche Beschaffenheit und die Zahl der Besitzer. Als Formel wird vorgeschlagen:

$$W = \frac{1}{\sqrt[3]{G.N.B}}.$$

Wobei W den Tauschwert, G das Gesammtgewicht der zur selben petrographischen Gruppe gehörigen Meteoriten, N das nachweisbare Gewicht und B die Zahl der Besitzer bedeutet.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

HARVARD UNIVERSITY
CAMBRIDGE,
MASS.
Dept. of Mineralogy & Petrography

XIII. Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien.

Von **Frank R. van Horn.**

(Mit Tafel VIII.)

Seit einem Vierteljahrhundert ist jener mächtige Zug von basischen Gesteinen, der sich von Ivrea in Piemont bis Locarno am Lago Maggiore hinzieht, seiner wesentlichen Natur nach erkannt; aber bis vor kurzem fehlten noch genauere petrographische Untersuchungen der verschiedenen Typen. Die Zone dieser Gesteine verläuft in einer nordöstlichen Richtung von Ivrea über das Andorno-Thal (westlich Biella), das Sesia-Thal (westlich Varallo), das Toce-Thal (westlich Ornavasso), über Finero (Val Cannobina) und Val Vigezzo nach Ascona bei Locarno. Schon Heinrich Gerlach[1]) bezeichnete im Jahre 1870 in seiner Arbeit über die Penninischen Alpen diese Zone als die der „Hornblende-Gesteine", hauptsächlich aus Diorit, zum Theil aber auch aus Syenit bestehend. Gerlach war geneigt, den ganzen Zug als eruptiv zu betrachten, konnte aber viele scheinbare Widersprüche nicht erklären, wie z. B. die Wechsellagerung mit Gneiss, Glimmerschiefer und körnigem Kalk, welche als sedimentär aufgefasst wurden. Gastaldi[2]) bezeichnet 1871 diese Gesteinsmassen als „zona delle pietre verdi" und findet, dass in der Gegend östlich Biella Diorite vorherrschen, wogegen westlich

[1]) H. Gerlach, Die Penninischen Alpen, 1870 (Anno 1883 nach dem Tode des Verfassers von der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft herausgegeben: Blatt XXIII und Lieferung XXVII der Beiträge zu der geologischen Karte der Schweiz).

[2]) Gastaldi, Studi geologici sulle alpi occidentali. Mem. R. Com. geol. ital., 1871.

Biella Euphotid und Serpentine überwiegen. Seit Gerlach und Gastaldi wurde während eines Vierteljahrhunderts, von gelegentlichen und mehr beiläufigen kurzen Aeusserungen abgesehen, nichts über die basische Zone publicirt; erst 1895 erschienen Arbeiten von Stephano Traverso über das Domo d'Ossola- oder Toce-Thal, und von Cesare Porro über die Umgegend von Finero. An der Simplonstrasse wird der Gesteinszug von dem Toce zwischen Vogogna und Ornavasso in einer Breite von etwa 8 Kilometer durchschnitten. Nach Nordosten aber keilt er sich aus und bei Ascona am Lago Maggiore ist er nur noch 1 Kilometer breit. Stephano Traverso[1]) hat das Thal von Domo d'Ossola und dessen Umgebung monographisch bearbeitet; er scheint jedoch die Zone auch in weiterer Entfernung begangen zu haben und sagt darüber Folgendes auf pag. 148 seiner Arbeit: „La massa principale, in forma di un gran dicco, consta di dioriti quasi sempre pirosseniche, di anfiboliti, di peridotiti e di serpentine. Nel cuore della formazione, da Vogogna a Cuzzago, abbondano pure rocce gabbriche e diabasiche. L'estremo N. E. del dicco, a Locarno, contiene esclusivamente dioriti e anfiboliti attinotiche. Nella Valle Cannobina e Val Vigezzo, dioriti a pirosseno sempre labradoritiche, anfiboliti e grandi masse e filoni di peridotiti, accompagnate da serpentine oliviniche. Nella zona del Monte Gridone si hanno forme di passaggio da dioriti a peridotiti. Nella bassa Ossola gabbri, diabasi, dioriti e anfiboliti; affatto localmente, a Premosello e Rumianca, peridotiti e pirosseniti. Coll'anfiboliti non è raro, come prodotto secondario, il calcare cristallino. Nella Valsesia si passa a rocce anfiboliche sempre più o meno pirosseniche; nel Biellese a dioriti, anfiboliti, serpentine pirossenico-oliviniche; a diabasi peridotiferi, a melafiri. A Ivrea infine si ha l'estremita S. O. della formazione, esclusivamente dioritico-serpentinosa." Dieser Auszug gibt die Ansichten Traverso's über die Gesteine, welche die basische Zone zusammensetzen, wobei sich allerdings seine Nomenclatur mit der unserigen nicht ganz deckt.

Cesare Porro[2]) hat die Umgegend von Finero untersucht und findet, dass hier die Hauptmasse der Zone aus Peridotit besteht, mit welchem einige feldspathhaltige Amphibolgesteine, die zum Theil

[1]) S. Traverso, Geologia Dell'Ossola, Genova 1895.

[2]) C. Porro, Geognostische Skizze der Umgegend von Finero. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1895, Bd. XLVII, H. 3.

auch etwas Pyroxen führen, vorkommen. Die feldspathhaltigen Gesteine zeigen mehr oder weniger deutliche Druck-Phänomene und sind zum Theil sogar stark geschiefert. Das Hauptfeldspathgestein nennt Porro „Pyroxenführenden Feldspath-Amphibolit"; dasselbe streicht nach seiner Angabe vom Monte Porrione über Monte Motto, Monte Castello bis zum Monte Gridone hin.

In der letzten Zeit sind auch Lherzolite von Balmuccia im Sesia-Thale durch Artini und Melzi[1]) beschrieben worden.

Die geringste Veränderung durch gebirgsbildende Vorgänge dürften die Gesteine am Südwestende ihrer Verbreitungsgebiete erlitten haben. Die Erwartung, hier dieselben in gut erhaltenen Typen vorzufinden, und die Hoffnung, Ganggesteine, wie sie von Osann[2]) und Chelius[3]) im Odenwald und von Andreae[4]) im Harz als an Diorit- und Gabbro-Massive gebunden erkannt wurden, auch hier nachzuweisen, veranlasste mich auf Anregung von Professor Rosenbusch zu genauerer Untersuchung der Gesteinsmassen von Ivrea. So begab ich mich im Herbst 1894 über den grossen St. Bernhard-Pass in's Thal der Dora Baltea, und sammelte während zweier Wochen, was mir von den Gesteinen charakteristisch erschien. Ivrea liegt malerisch an der Dora Baltea am Ausgange ihres Thales in die oberitalienische Tiefebene, 62 Kilometer nordnordöstlich von Turin. Die Eruptivgesteine unseres Gebietes bilden eine schmale Zone, welche etwa 10 Kilometer lang und 3 Kilometer breit ist und sich 6 Kilometer nordöstlich von Ivrea und 4 Kilometer südwestlich bis Pavone erstreckt; dort keilen sie sich aus, während im Nordosten die Gesteine unter der sogenannten Serra, einer Seitenmoräne des alten Gletschers der Dora Baltea, der zur Glacialzeit weit in die lombardische Tiefebene vorgeschoben war, verschwinden. Das Moränenamphitheater von Ivrea ist seit alters bei den Geologen berühmt, da es eines der grossartigsten Beispiele eines vollendet

[1]) E. Artini e G. Melzi, Sulla Lherzolite di Balmuccia in Val Sesia. Rend. R. Accad. Lincei. 1895, [5], IV, 87.

[2]) A. Osann, Ueber dioritische Ganggesteine im Odenwald. Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanst. 1892, II, 380.

[3]) C. Chelius, Nachträge zu den Gabbrogesteinen des Frankensteins bei Eberstadt. Notizbl. Ver. f. Erdk. Darmstadt, 1894, [4], H. 15, 31.

[4]) A. Andreae, Kurze Mitth. über Diallag-Aplite, sowie über Wollastonitgesteine im Gabbro vom Radau-Thal bei Harzburg. Mitth. aus dem Römer Museum. Hildesheim, Nr. 5, März 1896.

abgeschlossenen Moränenbogens bildet, welches wir überhaupt kennen. Die Serra erstreckt sich in nordwest-südöstlicher Richtung, beinahe senkrecht zu den Alpen, auf eine Entfernung von 20 Kilometer, als ein bis zu 670 Meter hoher Schuttwall in die Ebene hinein. Nach C. Marco[1]), welcher diese Moräne beschrieben hat, waren die Wasser des Flusses ehedem zu einem grossen See aufgedämmt. Die Dora hat schon längst den Damm durchsägt, aber Reste der alten Wassermassen sind noch in zwei kleineren Seen vorhanden. Der grössere derselben, Lago Viverone, liegt an der Dampfstrassenbahnlinie Corea-Santhia unfern des letzteren Ortes. Der kleinere liegt in der südöstlichen Ecke des Amphitheaters bei Candia unweit Caluso. Die äussere Erdmoräne ist fast vollständig durch den wechselnden Flusslauf zerstört, während drei der inneren Endmoränen erhalten sind. Bei Mazze durchschneidet die Dora in einer tiefen Schlucht die südlichste innere Moräne.[2]) Die eruptiven Felsmassen, welche von dem Moränenbogen eingefasst werden, stellen sich infolge der glacialen Thätigkeit als typische Rundhöcker (roches moutonnées) dar, und sind in allen Vertiefungen und randlich von Gletscherschutt bedeckt, so dass sich über ihre Altersbeziehungen keine Aufschlüsse finden lassen. Nördlich von Ivrea liegen im anstehenden Fels vier kleine Seen, deren Becken höchst wahrscheinlich durch Gletscher-Erosion geschaffen wurden.

Die Eruptivgesteine der Umgebung von Ivrea sind früher ohne nähere petrographische Untersuchung in die Diorit-Reihe gestellt worden. Wir finden jedoch, dass sie im grossen Ganzen noritisch-gabbroiden Charakter besitzen und nur untergeordnet dioritische Entwicklung zeigen. Der herrschende Gesteinstypus ist charakterisirt durch die Anwesenheit von basischem Plagioklas mit Hypersthen und gehört daher zu der Noritfamilie; er geht stellenweise durch Aufnahme von Quarz in dioritische Facies über. Reine Typen von Norit oder von Quarz-Hypersthen-Diorit scheinen sehr selten vorzukommen. Durch Aufnahme von Hornblende entwickelt sich Hornblendegabbro, welcher spärlich in ziemlich reiner Ausbildung vorhanden ist. Die Benennung und Classification der Gesteine ist infolge der vielfach

[1]) Carlo Marco, Studio geologico dell' Anfiteatro Morenico d' Ivrea. Turin 1892.

[2]) A. Baltzer, Beiträge zur Kenntnis der interglacialen Ablagerungen. Neues Jahrb., 1896, Bd. I, H. 3. — Luigi Bruno, L'anfiteatro della Dora Baltea. Rivista geol. ital., 1895.

gemischten Charaktere nicht leicht und es scheint rathsam, nur die wichtigsten Glieder zu beschreiben, da sich die verschiedenen anderen Gesteine leicht den Hauptypen angliedern lassen.

Die vielfach vorhandene Parallelstructur, der schnelle Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung und damit die vielfachen Uebergänge eines Gesteins in ein anderes führen auf die Annahme vorgeschrittener localer Differentiation, trotz welcher die Gesammtmasse als ein geologisches Ganzes zu betrachten ist. Nach der mineralogischen und chemischen Zusammensetzung kann man als extremste Typen die folgenden aufstellen:

I. Norit.
II. Quarz-Hypersthen-Diorit.
III. Hornblende-Gabbro.

Norit.

Der Norittypus, welcher hier beschrieben werden soll, wurde am nordöstlichen Rande des Gebietes, wo die grosse Serra den Eruptivgesteinen aufgelagert ist, an dem Wege von Chiaverano nach Monsino und ungefähr 300 Meter von letzterem Orte gesammelt.

Makroskopisch ist das Gestein ziemlich feinkörnig und, da der Feldspath überwiegt, grau gefärbt. Der Feldspath lässt Zwillingsstreifung wahrnehmen. Er ist zuweilen fast farblos, auch schwach grünlich oder graulich und manchmal schön rosa gefärbt. Da er meistens sehr frisch ist, hat er Glasglanz, und auf der zwillingsgestreiften Fläche *(oP)* Perlmutterglanz. Der Pyroxen ist dunkelgrün und zeigt oft gute Spaltflächen. Hypersthen und Diallag sind makroskopisch nicht zu unterscheiden. Spärlich tritt ein Glimmer mit brauner Farbe und metallischem Glanz und ohne eigene Begrenzung auf. Ausserdem kommt Magnetit in kleinen Körnern, spärlich auch Pyrit vor.

Der **Feldspath** wird farblos durchsichtig und bildet regellose Körner, ohne deutliche Begrenzung. Nur zuweilen sind geradlinige Umrisse zu beobachten, besonders dort, wo Feldspath und Feldspath aneinander stossen. Hier war die Kante *P:M* zu erkennen. Die Krystalle waren dann nach der *a*-Axe gestreckt und breittafelförmig nach *M*. Diese annähernd idiomorphen Individuen gaben immer grosse Auslöschungsschiefen und gehören wohl zu den am meisten basischen Plagioklasen des Gesteins; saurere Plagioklase, welche

sich immer allotriomorph erwiesen, überwiegen an Menge. Der Feldspath ist der jüngste Gesteinsgemengtheil und führt daher alle anderen Mineralien als Einschlüsse. Seine Licht- und Doppelbrechung sind in allen Schnitten merklich höher als bei Quarz, und im convergenten Licht zeigte sich auf den Spaltblättchen nach $\infty \breve{P} \infty$ (M) der Austritt einer positiven Bissectrix sehr schief im Gesichtsfelde, so dass nur ein Axenbalken sichtbar war; dieses Verhältnis lässt auf einen sehr basischen Plagioklas schliessen.

Polysynthetische Zwillinge nach dem Albitgesetz sind allgemein verbreitet, doch kommen Individuen ohne Streifung vor. Häufig sind Albit- und Periklingesetz combinirt; ziemlich oft treten Albit- und Karlsbadergesetz zusammen auf, und sind Albit-, Periklin- und Karlsbadergesetz an einem Krystall zu beobachten. Die verschiedenen Lamellen nach dem Albit- und Periklingesetz wechseln in ihrer Breite häufig; sie sind gewöhnlich sehr schmal, werden aber zuweilen recht breit, wie dies sonst für Gesteine der Norit- und Gabbrofamilie charakteristisch ist. Oft sind die Lamellen in verschiedenen Theilen desselben Krystalles verschieden breit, oder sie keilen sich ganz aus; in einem Theil des Krystalles sind sie vorhanden, in einem anderen fehlen sie vollständig. Perthitische Verwachsungen oder Durchdringungen verschiedener Feldspathe wurden nicht beobachtet. Eine zonare Structur war selbst in den sauersten Abarten nicht zu bemerken, woraus man schliessen könnte, dass die verschiedenen Glieder der Plagioklasreihe für sich ausgebildet wurden. Die Feldspathe werden zwar im allgemeinen farblos durchsichtig, doch zuweilen erscheinen sie infolge massenhafter Einlagerungen ziemlich dunkel. Die stark bestäubten Feldspathe, wie sie in gewissen Gabbros von Scandinavien, Schottland, den Vereinigten Staaten allgemein verbreitet sind, konnten wir nicht bemerken. Die Einschlüsse sind winzig klein und haben bei schwacher Vergrösserung das Aussehen feiner Härchen; gewöhnlich herrscht bei den Einschlüssen die Nadelform, doch sind manchmal rectanguläre Blätter vorhanden, welche dann mit tiefrothbrauner Farbe durchsichtig werden. Die Anordnung dieser Kryställchen ist meistens scheinbar gesetzlos, doch zuweilen sind sie in Reihen parallel der Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetz angeordnet. An einigen Stellen sind sie in zwei Zügen vorhanden, welche mit der Albitstreifung einen Winkel von etwa 30° bilden und sich gegenseitig unter etwa 60°

schneiden. Die Natur dieser Einschlüsse war nicht zu bestimmen, doch könnte man an Ilmenit in der Form von Titaneisenglimmer denken. Hiefür spricht die Farbe und die Thatsache, dass der Magnetit des Gesteins titanhaltig ist. Undulöse Auslöschung ist an den Feldspathen nicht selten; da jedoch keine Zertrümmerung vorliegt, könnte man an Mischungen von verschiedenen Feldspathen denken. In anderen Fällen kann die unscharfe Auslöschung die Folge davon sein, dass die Schnitte sehr schief gegen die Zwillingsebene gelegt sind, so dass, trotz der Dünne der Präparate, Lamellen übereinander liegen. Um die chemische Natur der Feldspathe zu ermitteln, wurden dieselben nach sorgfältiger Zerkleinerung des Gesteins mittels der Klein'schen Lösung (Kadmiumborowolframiat) in einem Haradaschen Trichter getrennt. Das specifische Gewicht der Hauptmasse des Feldspathes liegt zwischen 2·70 und 2·69 bei 15° C. Dieser reine Feldspath besitzt im allgemeinen rosa Farbe; die Spaltbarkeit nach $P(001)$ ist deutlicher als nach $M(010)$. Sorgfältig ausgesuchte planparallele Platten, die nur nach dem Albitgesetz verzwillingt waren, ergaben Werte von 9—11° für die Auslöschungsschiefe auf $P(001)$. Auf Spaltblättchen nach $M(010)$ wurden Winkel von 21—23½° gemessen. Dieselben zeigten im convergenten Licht einen Axenbalken mit dem Austritt einer positiven Bissectrix ziemlich schief im Gesichtsfeld. Diese Beobachtungen führen mit dem specifischen Gewicht zu dem Schluss, dass die Hauptmasse des Feldspathes den basischeren Gliedern der Labradorreihe angehört. Auslöschungsschiefen auf P von 16—24°, die auf zersetzten Stücken beobachtet wurden, zeigen immerhin, dass einzelne Glieder der Bytownitreihe gelegentlich vorkommen. Ein Theil des getrennten Materials wurde mikrochemisch mit Flussäure geprüft, wobei die charakteristischen monoklinen Krystalle von $CaSiF_6 + 2$ aq. reichlich, weniger die hexagonalen Krystalle von Na_2SiF_6 gefunden wurden. Ein kleiner Theil des Feldspathes hat das specifische Gewicht 2·69—2·68 bei 15° C. Dieser wurde ebenfalls auf seine Auslöschungsschiefe auf P untersucht; der Hauptsache nach wurden Werte von 5—8°, daneben aber noch kleinere kaum messbare Winkel gefunden. Diese Verhältnisse stimmen für die sauersten Labradore und die basischesten Andesine. Saurere Feldspathe als Andesin fanden sich im Gestein nicht vor. Hingegen dürften in der Hauptmasse der noritischen Gesteine die Feldspathe noch basischer

sein, wie das aus den später zu beschreibenden Eigenschaften des Feldspathes in dem Gestein, welches den Uebergang von Norit zu Hornblendegabbro bildet, hervorgeht.

Der Feldspath unterliegt am leichtesten der Zersetzung, und zwar werden die basischen Glieder eher angegriffen als die sauren. Zumeist ist er in lockere, erdige, oft ganz undurchsichtige Aggregate umgewandelt; an sehr dünnen Stellen sieht man dann unter Anwendung starker Vergrösserung, dass ein blättriges Mineral von schwacher Licht- und starker Doppelbrechung vorliegt. Das Mineral löscht parallel den Blätterdurchgängen aus, die grössere Elasticität liegt senkrecht zu diesen, alle Eigenschaften stimmen also mit Glimmer überein. Ob derselbe als Muscovit oder Paragonit zu betrachten ist, konnte nicht entschieden werden, doch erscheint das letztere wahrscheinlicher.

Unter den Zersetzungsproducten kommen solche vor, welche die Eigenschaften des oben beschriebenen Minerals mit Ausnahme der Doppelbrechung besitzen. Letztere ist sehr schwach und deutet auf den Kaolin.

Als weiteres Umwandlungsproduct tritt ein blättriges Mineral zum Theil in Rosetten- und Sphärolithenform auf. Er löscht meist schief gegen die Blätterdurchgänge aus, und man erhält Werte bis etwa 22°. Wo die Auslöschung parallel ist, steht umgekehrt, wie bei Glimmer, die kleinere Elasticität senkrecht auf der Spaltfläche. Die Lichtbrechung ist höher als bei Labrador, die Doppelbrechung liegt zwischen der des Hypersthen und Diallags. Die winzigen Blättchen sind schwer zu studiren, doch scheinen die beobachteten Eigenschaften auf Hydrargillit hinzuweisen.

Calcit kommt gelegentlich in Fetzen und Schmitzen, ohne eigene Form neben Hydrargillit im zersetzten Feldspath, vor.

Epidot ist nicht häufig, jedoch sind zuweilen unregelmässige Partien vorhanden.

Zoisit wurde mehrmals nachgewiesen und tritt sogar an manchen Stellen sehr reichlich auf. Er bildet grosse unregelmässige Aggregate im Feldspath; die Bildung geht von den Klüften aus vor sich, und der Zoisit siedelt sich dann nesterartig in dem Feldspath an. Er ist gewöhnlich wasserhell, oft mit trüben erdig aussehenden Rändern, als Zeichen beginnender Zersetzung. Charakteristisch sind die hohe Licht- und niedrige Doppelbrechung, wobei die graublauen Inter-

ferenzfarben I. Ordnung auftreten. Im Schliff ist zuweilen die Spaltbarkeit nach (010) sichtbar; isolirte Spaltstücke scheinen sich meist nach (100) loszulösen, lassen aber auch die Risse nach (010) beobachten. Auf den Spaltstücken nach (100) tritt die spitze positive Bissectrix aus, die Ebene der optischen Axen liegt in der Basis und die auffallend starke Dispersion $\varrho > v$ ist deutlich zu beobachten.

Hypersthen ist der nächst häufige Gesteinsgemengtheil. Derselbe erscheint meistens in blättrigen Aggregaten und in solchen mit runden oder unregelmässigen Umrissen. Letztere erreichen manchmal eine beträchtliche Grösse, sind jedoch meistens recht klein. Nicht selten ist der Hypersthen, besonders in der Prismenzone, deutlich krystallographisch begrenzt, und zeigt dann (110), (100) und (010) in ziemlich gleicher Entwicklung, in der Form von kurzen gedrungenen Säulen. Die Spaltbarkeit nach (010) ist sehr vollkommen; die nach (110) wenig bemerkbar und häufig gar nicht wahrnehmbar; Spaltbarkeit nach (100) kommt gelegentlich vor, ausserdem ist oft eine Theilung annähernd senkrecht zu der Prismenzone vorhanden; sie ist wenig vollkommen und entspricht wohl keiner Spaltbarkeit, sondern der Querabsonderung, welche die meisten prismatischen Mineralien zeigen. Der Brechungsexponent ist hoch und die Oberfläche erscheint daher deutlich runzelig. Das Maximum der Doppelbrechung ist verhältnismässig hoch und veranlasst selbst in dünnen Schliffen nach (010) das Auftreten sehr kräftiger Interferenzfarben. Das Mineral hat einen ungemein starken Pleochroismus mit $c =$ hellgrün, $b =$ hellgelb und $a =$ tief röthlichbraun bei nicht zu dünnen Schnitten. Die Dispersion ist deutlich $\varrho > v$, und die Schnitte in der Ebene der grünen und gelblichen Strahlen geben ebenso wie Spaltstücke nach (100) eine spitze negative Bissectrix mit ziemlich kleinem scheinbaren Axenwinkel, so dass die dunklen Balken noch am Rande des Gesichtsfeldes erscheinen. Nach diesem Verhalten ist es zweifellos, dass ein Hypersthen vorliegt, und zwar, wie sich aus Brechungsexponent, Pleochroismus und kleinem Axenwinkel ergibt, ein sehr eisenreicher. Die bekannten mikrolithischen Einlagerungen von metallischem Habitus und bräunlicher Farbe sind nur bisweilen vorhanden; oft fehlen sie in einem Schliff allen Krystallen, dann wieder sind sie in einigen vorhanden, und sehr selten nur zeigen alle Krystalle eines Schliffes die Einschlüsse. Oft ist mit dem Hypersthen ein monokliner Pyroxen verwachsen, so zwar, dass die

spitzen Prismenwinkel beider Mineralien zusammenfallen. Es ist dann natürlich (010) des Hypersthens mit (100) des monoklinen Pyroxens parallel, weshalb bei Schnitten von Hypersthen, die die spitze Bissectrix senkrecht austreten lassen, diejenigen des monoklinen Pyroxens das Maximum der Auslöschungsschiefe zeigen. In unserem Falle beträgt die Auslöschung überall 42—43°. Sie gleicht somit der Auslöschung der Diallage in diesen Gesteinen vollkommen. Die Lamellen, die wir also als Diallag anzusehen haben, sind im allgemeinen so schmal, dass sie selbst mikroskopisch kaum sichtbar werden; nur selten erreichen sie eine messbare Grösse. Ausser den mikrolithischen Einschlüssen enthält der Hypersthen Erze und Apatit, ist aber bisweilen in Diallag eingeschlossen. Ein anderer rhombischer Pyroxen wurde in unseren Gesteinen nicht beobachtet, doch treten im nördlichen Theil des basischen Gesteinszuges bei Varallo Bronzitnorite vielfach auf. So hat im Mastellone-Thale R. W. Schäfer einen Bronzitnorit aufgefunden, und schon längst hat Stelzner[1]) einen „Bronzitgabbro" von der Cevia-Grube bei Varallo im Sesia-Thale beschrieben.

Der Hypersthen wird leichter angegriffen als die anderen dunklen Gemengtheile. Gewöhnlich trübt er sich zuerst von den Rändern und Spaltrissen aus und geht in ein faseriges, graulichgrünes Aggregat über. Dasselbe ist pleochroitisch, grünlich in der Faserrichtung und gelblich oder gelblichgrün senkrecht dazu. Die Längsrichtung ist Richtung kleinster Elasticität und die Auslöschung ist parallel. Bisweilen ist eine negative spitze Bissectrix mit kleinem scheinbaren Axenwinkel sichtbar. Die Axenebene ist parallel der Faserung und in Schnitten von Hypersthen nach (100) kann man erkennen, dass das neue Mineral schwächer licht-, aber stärker doppelbrechend ist als der Hypersthen. In Schliffen nach (010) dagegen ist der Hypersthen stärker doppelbrechend. Bei der Umwandlung ist mehr oder weniger Eisen als Magnetit ausgeschieden. Alle diese Eigenschaften stimmen auf Bastit.

Ein chloritisches Mineral liegt oft in der Nähe des Bastits und dürfte zum Theile dem Hypersthen entstammen.

Nur an wenigen Stellen wandelt Hypersthen sich in ein farbloses blättriges Mineral von schwacher Licht- und starker Doppel-

[1]) Berg- und Hüttenmänn. Ztg., 1877, XXXVI, Nr. 11 und Z. D. G. G., 1876, XXVIII, 623.

brechung um. Dasselbe löscht gewöhnlich parallel aus, und die Richtung grösserer Elasticität steht senkrecht auf den Blätterdurchgängen. Die winzige Quantität gestattet eine sichere Bestimmung nicht, aber das Mineral ist höchstwahrscheinlich Talk.

Diallag: Ein blassgrüner Pyroxen mit starker Licht- und Doppelbrechung fehlt nie und ist bisweilen sehr reichlich vorhanden, wobei er jedoch nicht das Uebergewicht über den Hypersthen erlangt. Er kommt gewöhnlich klein, in regellosen Formen vor, bildet gelegentlich aber breite Tafeln und Felder, welche Einschlüsse der älteren Gemengtheile führen. Die Theilbarkeit nach (100) ist sehr vollkommen, dagegen ist die Spaltbarkeit nach (110) nicht sehr deutlich ausgeprägt. Die parallel auslöschenden Spaltstücke nach (100) zeigen im convergenten Licht den Austritt einer optischen Axe schief im Gesichtsfeld. Zwillinge nach (100) sind häufig; dieselben sind zum Theile einfache Zwillinge, zum Theile zeigen sie lamellare Polysynthese, ähnlich der bei den Plagioklasen. Der Pleochroismus ist gewöhnlich unmerkbar, zuweilen kann man eine schwache Farbenänderung beobachten: a und c = grünlich, b = gelblich. Als Maximum der Auslöschungsschiefe auf (010) wurden 42° bis 43° gemessen. Mikrolithische Nadeln, wie sie aus dem Feldspath beschrieben wurden, sind im Diallag oft eingeschlossen; sie scheinen zuweilen in ihrer Anordnung eine gewisse Regelmässigkeit zu besitzen, meist aber liegen sie haarähnlich in allen möglichen Richtungen zerstreut. Rosenbusch gibt an, dass regelmässige Durchwachsungen von Diallag mit rhombischem Pyroxen häufiger in den Noriten als in den eigentlichen Gabbros vorkommen. In unserem Hypersthen sind sehr oft feine Diallaglamellen eingewachsen, während die umgekehrte Erscheinung, das heisst Diallagkrystalle mit schmalen Hypersthen-Lamellen, ausserordentlich selten ist. Auch erwähnt Rosenbusch die häufige Durchdringung von Diallag und Enstatit oder Bronzit; in unserem Falle ist es zweifellos Hypersthen. Besonders schön konnte die Verwachsung von Diallag mit Hypersthen in einem Norit aus dem Steinbruch nahe Dietro Castello unterhalb San Grato bei Pavone studirt werden. Hier liegen in einem grossen Lappen von Diallag ohne regelmässige Begrenzung viele schmale geradlinigbegrenzte Lamellen von Hypersthen. Der Schnitt liegt fast nach (010) des Diallags und zeigt eine Auslöschung von 42°. Die Auslöschung der Lamellen ist parallel, Doppelbrechung schwach,

die Längsrichtung erscheint infolge des Pleochroismus grünlich, die dazu senkrechte Richtung gelblich. — Der Diallag ist gewöhnlich sehr frisch und zersetzt sich ziemlich schwierig. Die sonst beobachtete Umwandlung in Chlorit scheint hier nicht vorzukommen, sondern geht über Hornblende als Zwischenglied vor sich. Der Uralitisirungsprocess lässt meistens den Diallag zu Fasern zerfallen, die zuweilen untereinander parallel liegen, dann aber auch zu verworrenen Büscheln gruppirt sind. Die Auslöschung $c:\mathfrak{c}$ beträgt etwa 15°. Der Pleochroismus ist ziemlich stark: die Längsrichtung der Fasern $\mathfrak{c}$ = hellbläulichgrün, $\mathfrak{b}$ = bräunlichgrün, $\mathfrak{a}$ = hellgelb. An Stelle der Uralitfasern treten bisweilen compacte Hornblendemassen auf, welche denselben Pleochroismus zeigen wie die Fasern. Ihre Form stimmt mit der des Diallags überein. In Stücken, die parallel auslöschen, ist eine Axe und gelegentlich eine spitze negative Bissectrix wahrzunehmen. In der Nähe dieser Hornblendelappen ist immer Calcit ausgeschieden, daneben kommen häufig kleine Schnüre und Putzen von Magnetit vor. Die Thatsache, dass die Uralitnadeln und die compacte Hornblende den gleichen Pleochroismus besitzen, dass ferner die compacte Hornblende zuweilen den Diallag umrandet, und dass neben ihr Calcit und Eisenerz ausgeschieden sind, macht es sehr wahrscheinlich, dass die grüne Hornblende ebenso wie die Uralitfasern durch Umwandlung aus Diallag hervorgegangen ist. Die Hornblende wandelt sich weiter in Chlorit um, welcher als gelbes blättriges Mineral mit sehr schwacher Licht- und Doppelbrechung und schwachem Pleochroismus erscheint. Die Absorptionsfarben sind senkrecht zur Spaltbarkeit hellgelb, parallel dazu dunkelgelb mit Stich in's Grüne. Die kleinere Elasticität steht ausnahmslos senkrecht auf der Spaltbarkeit.

Seltener ist die Erscheinung, dass die Diallagsubstanz vollkommen verschwunden ist und nur Calcit zurückbleibt, der Pseudomorphosen bildet, an denen Habitus und Spaltbarkeit des Diallags noch deutlich erkennbar sind.

Braune Hornblende: Dieselbe tritt nur spärlich auf. Ueberall, wo sie sich findet, ist ein Uebergang vom Norit zu Hornblendegabbro zu bemerken. Die genaueren Eigenschaften dieser interessanten Hornblende sollen später bei dem Gestein, in welchem sie reichlich vorkommt, beschrieben werden.

Grüne Hornblende. In sehr untergeordneter Menge enthält unser Gestein eine dunkelgrüne Hornblende, welche im Gebiete von Ivrea an Norit und Quarz-Hypersthen-Diorit gebunden erscheint. Das Mineral ist in unregelmässigen Putzen und Streifen anwesend; es setzt sich oft in schmalen Zonen um den Hypersthen und Magnetit fort und ist daher jünger als diese. Obschon die Hornblende oft auf ziemliche Strecken durch Einschlüsse unterbrochen ist, scheint sie doch einheitlich auskrystallisirt zu sein; die Lappen haben untereinander gleiche Auslöschung und gleichlaufende Spaltbarkeit. Gelegentlich liegen auch kleine Partien von Hornblende in Diallag und Hypersthen, was zeigt, dass die Ausscheidung der Hornblende schon angefangen hat, bevor die Ausscheidung des Hypersthen und Diallag vollendet war. Die Hornblende spaltet gut nach dem Prisma und zeigt kräftigen Pleochroismus, wobei c = tief olivengrün und a = hellgrünlichgelb ist. Auslöschung $c:c$ von 16—17° wurde als Maximum beobachtet.

Glimmer: Ein metallisch glänzender Glimmer kommt nur sehr selten und auch dann nur spärlich in unregelmässigen Blättchen vor. Er liegt gewöhnlich mit den Erzen zusammen, zeigt starken Pleochroismus, und besitzt den kleinen Axenwinkel des Biotits, zu dem er jedenfalls zu rechnen ist.

Magnetit: Der Magnetit, welcher kleine Körner im Gestein bildet, ist gewöhnlich titanhaltig. Der Titangehalt wurde nach der Behandlung mit kochender Salzsäure und Stanniol durch das Auftreten einer schwachen violetten Färbung erwiesen. Sicherer liess sich der Titangehalt mit Wasserstoffsuperoxyd, welches auf eine Perle von entwässertem $HKSO_4$ gebracht wurde, in der der Magnetit aufgeschlossen war, nachweisen. Es trat dann eine deutliche orangegelbe Färbung auf.

Pyrit kommt nicht constant, aber in vielen Fällen vor. Er ist häufig von Magnetit umwachsen, was für die primäre Natur des Kieses spricht.

Apatit tritt immer, bisweilen sogar reichlich auf. Sind die Krystalle sehr klein, so zeigen sie langsäulenförmigen Habitus; wo die Individuen grösser werden, besitzen sie mehr gerundete und regellose Gestalten. Bisweilen ist er erfüllt von den oft erwähnten Nadeln und erscheint dann ziemlich dunkel.

Zirkon ist in den eigentlichen Noriten ohne Quarz sehr selten, wird aber häufiger in den Quarzhypersthendioriten. Er ist bald

idiomorph, begrenzt von Prisma und Pyramiden, bald auch bildet er gerundete Körner.

Dieser Norit, anstehend geschlagen an der Strasse von Chiaverano nach Monsino bei Ivrea, hat das spec. Gewicht 2·939 bei 15° C. und wurde von Dr. M. Dittrich mit folgendem Resultat analysirt:

SiO_2	49·95
TiO_2	0·69
Al_2O_3	19·17
Fe_2O_3	4·72
FeO	6·71
MnO	Spur
MgO	5·03
CaO	9·61
Na_2O	3·13
K_2O	0·74
P_2O_5	Spur
Glühverlust, H_2O	0·09
	99·84

Quarz-Hypersthen-Diorit.

Zu diesem Typus stellen wir diejenigen von unseren Gesteinen, die durch die Mineralcombination Plagioklas-Hypersthen-Quarz charakterisirt sind. Sie sind in der Nähe von Ivrea ziemlich häufig. Ihr Habitus ist im grossen Ganzen ein noritischer; sie sind mit anderen Worten wahrscheinlich nur Faciesbildungen der Norite. Wo der Quarz eintritt, findet er sich in sehr kleinen Mengen; nur an einer Stelle, nämlich in der Stadt Ivrea am südlichen Ausgange des Eisenbahntunnels, kommt er reichlich vor. Diese Gesteine scheinen sehr nahe verwandt mit denen von Klausen in Tirol, die Teller[1]) und von John mit dem Namen Quarznorit bezeichnet haben, und welche randliche Ausbildungsformen der dortigen Diorite darstellen. Der Name Norit soll einen gewissen Gegensatz zu den

[1]) F. Teller und C. von John, Geologisch-petrographische Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine von Klausen in Südtirol. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., 1892, XXXII, 589—684.

quarzhaltigen Gesteinen ausdrücken, so dass der Norit aus Magmen sich bildete, welche keine freie Kieselsäure ausscheiden konnten. Es scheint uns daher richtiger, die vorliegenden Gesteine als Diorite zu bezeichnen. Der Quarzgehalt machte es wahrscheinlich, dass in diesen Gesteinen der Plagioklas saurer sei als in den echten Noriten. Um hierüber Aufklärung zu erhalten, wurde der Feldspath aus verschiedenen Gesteinen isolirt. Ein Gestein von Samone südlich von Ivrea enthält vorwiegend Plagioklas mit Hypersthen, Quarz und etwas Diallag und hat das specifische Gewicht 2·854 bei 15° C. Die Hauptmasse des Feldspathes hat ein specifisches Gewicht zwischen 2·694 und 2·675 bei 15° C. Auf P waren die Mehrzahl der Auslöschungsschiefen zwischen 5 und 10°. Auf den wenigen Spaltstücken nach M wurden Winkel von 15—20° gemessen. Im convergenten Licht untersucht, war der Austritt der positiven Bissectrix deutlich nicht so schief, wie in den Noritplagioklasen. Diese Verhältnisse weisen auf Glieder der ganzen Labradorreihe hin. Bisweilen wurden auf P Auslöschungen von 11—15° beobachtet, aber die basische Grenze liegt immerhin höher als bei den Noriten. Mikrochemische Reactionen gaben reichlich Krystalle von $CaSiF_6 + 2aq.$ und Na_2SiF_6. Die weitere Trennung des leichteren Restes zeigte die Anwesenheit von geringen Mengen Feldspath aus der Andesin-Oligoklasreihe. Wir sehen also, dass der Feldspath bei diesem Quarz-Hypersthen-Diorit etwas saurer ist als bei dem Norit; doch ist der Unterschied nicht bedeutend. Ein anderes Gestein vom specifischen Gewicht 2·83 bei 15° C. vom Dorfe Banchette südlich von Ivrea gab der Hauptsache nach Feldspathe vom specifischen Gewicht 2·680—2·663 bei 15° C. Auf P wurden Auslöschungsschiefen zwischen 5° und 9° am häufigsten beobachtet und auf M wurden Winkel von 16—21° gemessen. Daneben wurden auch bisweilen Schiefen von 10—15° bemerkt. Die Hauptmasse scheint aber den saureren Gliedern der Labradorreihe anzugehören. Das specifische Gewicht einer weiteren Feldspathmenge betrug 2·663—2·656 bei 15° C. Bei dieser nicht unbeträchtlichen Menge war die Auslöschung auf P von 3—5° oder so nah parallel, dass die Winkel nicht mehr messbar waren. Der leichteste Theil besass das specifische Gewicht 2·656—2·639. Die Auslöschungsschiefen waren sehr klein und die Krystalle zeigten recht breite Zwillingslamellen. Dieselben lieferten bei der mikro-

chemischen Behandlung mit Flussäure viel Na_2SiF_6, weniger $CaSiF_6 + 2$ aq. und etwas K_2SiF_6. Es scheint hienach sicher zu sein, dass zugleich mit dem Eintritt des Quarzes, die Feldspathe im ganzen saurer werden und die basische Grenze bei Labrador anstatt Bytownit liegt. Die Hauptmasse der Feldspathe besteht im Quarz-Hypersthen-Diorit aus Gliedern der Andesin- und saureren Labradorreihe mit etwas Oligoklas, während bei den Noriten Labrador und Bytownit vorwiegend vorhanden waren.

Quarz ist das einzige Mineral im Quarz-Hypersthen-Diorit, welches nicht in den Noriten vorkommt. Derselbe ist natürlich der jüngste Gemengtheil und bildet daher allotriomorphe Körner. Gewöhnlich sind diese nur in sehr kleinen Mengen vorhanden und füllen die Räume zwischen den Plagioklasen oder oft zwischen den Pyroxenen aus. Er hat alle Eigenschaften des Quarzes in Graniten und braucht daher nicht näher beschrieben zu werden. Die Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen sind recht häufig, ebenso die nadeligen Körper, welche in allen Mineralien der Norite vorhanden waren, so dass der Quarz dadurch bisweilen wie bestäubt erscheint.

Im Quarz-Hypersthen-Diorit ist Biotit viel verbreiteter als in den Noriten; so ist z. B. in einem feinkörnigen Gestein an der Chaussée nach Montalto Dora, etwa 200 Meter von der Stadtmauer von Ivrea, ziemlich viel Glimmer vorhanden.

Braune Hornblende wurde in den quarzhaltigen Gliedern nie beobachtet, olivengrüne gelegentlich.

Zirkon kommt in den Noriten nur stellenweise, in den Quarz-Hypersthen-Dioriten ziemlich regelmässig vor.

Dies Gestein zeigt in vielen Aufschlüssen schöne Parallelstructur. Dieselbe ist dadurch bedingt, dass Erze und Pyroxen reihenweise in den Feldspathen und Quarzen liegen. Die Parallelstructur und die Art und Weise des Auftretens dieser Gesteine führen zu der Vermuthung, dass sie eine Randfacies der Norite darstellen. Die Analyse des Gesteins, welche von Dr. L. van Werveke ausgeführt und von Professor Rosenbusch mir zur Verfügung gestellt wurde, ergab folgendes Resultat (I). Daneben führe ich zum Vergleich die Analyse (II) des sogenannten „Quarznorites“ von Oberhofer bei Klausen, Tirol, an.

	I.	II.
SiO_2 . . .	56·45	56·42
TiO_2 . . .	Spur	—
Al_2O_3 . . .	20·15	16·90
Fe_2O_3 . . .	4·36	4·14
FeO . . .	5·00	6·28
MnO . . .	Spur	—
MgO . . .	2·66	4·62
CaO . . .	6·59	7·25
Na_2O . . .	2·95	4·65
K_2O . . .	1·00	0·63
P_2O_5 . . .	0·24	—
Glühverlust H_2O . . .	1·61	0·75
	101·01	101·64

Dr. van Werveke analysirte den Quarz-Hypersthen-Diorit auf Anregung von Professor Rosenbusch, welcher das Gestein durch Herrn Cossa aus Ivrea erhalten hatte. Dasselbe wurde früher von Rosenbusch und Cossa als Quarzdiabas bezeichnet. Durch die Güte des Herrn Professor Bücking in Strassburg lag mir das analysirte Original-Handstück zum Vergleich vor. Ich konnte weder makroskopisch, noch mikroskopisch eine Verschiedenheit von den oben beschriebenen Quarz-Hypersthen-Dioriten finden, so dass demnach die Analyse als auch für diese geltend betrachtet werden darf.

Uebergangsglieder zwischen Norit und Hornblendegabbro.

An einigen Stellen im Süden des Gebietes geht der oben beschriebene Norit durch Aufnahme von brauner Hornblende in Gesteine über, die sich dem Hornblendegabbro nähern. Zur genaueren Untersuchung wurde ein Handstück gewählt, welches am nordwestlichen Ausgange des Eisenbahntunnels von Ivrea geschlagen war. Das Gestein besitzt infolge des Herrschens der dunklen Gemengtheile ein specifisches Gewicht von 3·10 bei 15°. Die Gemengtheile sind Plagioklas, Hypersthen, Diallag, braune Hornblende, Magnetit, Apatit und Kies. Der Feldspath ist sehr frisch und die Hauptmasse desselben hat das specifische Gewicht 2·73—2·719 bei 15° C. Auf P wurden Auslöschungsschiefen zwischen 18° und 22° bemerkt. Zwei Spaltblättchen nach M zeigten deutlich den Austritt einer positiven

Bissectrix sehr schief im Gesichtsfeld. Die Auslöschung auf dem einen betrug 18° 12′, auf dem anderen 29°; diese Winkel würden einer Schiefe von 16—18° auf *P* entsprechen und thatsächlich wurden auf der Basis diese Winkel mehrmals gemessen. Auf den beiden Spaltblättchen nach *M* war eine feine Streifung zu bemerken, die mit der Kante *P*:*M* einen Winkel von 11° 37′, bezüglich 11° 20′ im Sinne der Auslöschung bildete. Es scheint daher ein Zwilling nach dem Periklingesetz vorzuliegen, da die gemessenen Winkel mit den Werten übereinstimmen, die gewöhnlich für die Lage des rhombischen Schnittes in Krystallen der Labradorreihe angegeben werden. Alle Eigenschaften der Hauptfeldspathmenge entsprechen also den basischen Labradoren und der Bytownitreihe. Eine nicht unbeträchtliche Menge des Feldspathes hat ein specifisches Gewicht zwischen 2·718 und 2·618. Es dürften demnach geringe Mengen von der ganzen Plagioklasreihe vorhanden sein.

Hornblendegabbro.

In diesen Gesteinen ist die braune Hornblende das charakteristische Mineral. Ihre Menge ist im allgemeinen grösser als die Gesammtmenge von Diallag und Hypersthen. Da das Hornblendegestein als Facies des Norites auftritt, könnte man dafür den Namen Hornblendenorit in Anwendung bringen; Diallag ist jedoch immer vorhanden und deshalb soll hier von der Wahl eines neuen Namens Abstand genommen werden und wir wollen diese Gesteinsmassen der Einfachheit halber als Hornblendegabbro bezeichnen. Dieselben stellen die basischsten Theile der ganzen Gesteinsreihe dar und treten nur untergeordnet auf. Sie bilden das südlichste Ende der grossen Eruptivzone, welche bei Locarno am Laggo Maggiore beginnt. Das als typisch untersuchte Handstück stammt von Pavone, südwestlich von Ivrea. Das Gestein ist mittelkörnig und besitzt denselben Mineralbestand wie die Norite mit dem Dazutritt von Hornblende und Pleonast; es hat durch das Ueberwiegen der dunklen Mineralien grauschwarze Farbe und ein specifisches Gewicht von 3·1815 bei 15° C., das höchste in dem Gebiet beobachtete. Ein Theil des Handstückes wurde mechanisch getrennt und nach den gewogenen Proben die Zusammensetzung aus den verschiedenen Mineralien als etwa folgende gefunden: Plagioklas 33%, Hornblende 27%, Diallag + Hypersthen 25%, Magnetit, Spinell u. s. w.

15%. Das specifische Gewicht des gesammten Feldspathes liegt zwischen 2·7448 und 2·698 bei 15° C., gehört also den allerbasischsten Plagioklasen an. Derselbe scheint besser nach *M* zu spalten als nach *P*. Die Hauptmasse des Feldspathes wiegt 2·7448—2·724 bei 15° C. Auf geeigneten Spaltblättchen nach *P* wurden Auslöschungsschiefen von 22—27° bemerkt und auf *M* wurden Winkel von 30—34° gemessen. Auf *M* wurde der Winkel des rhombischen Schnittes zur Kante *P*:*M* im Sinne der Auslöschung zu 13—15° bestimmt, wobei der grösseren Auslöschungsschiefe auf *M* die grössere Neigung des rhombischen Schnittes entspricht. In convergentem Licht auf *M* kommt eine Axe fast zum Austritt am Rande des Gesichtsfeldes und bisweilen tritt die Axe deutlich aus. Dieser Feldspath gelatinirt theilweise mit Salzsäure in der Kälte, natürlich noch mehr nach Erhitzung. Eine kleine Menge von Feldspath, welche das specifische Gewicht 2·724—2·698 besitzt, gab auf *P* Auslöschungen von 17—21°. Die angegebenen Beobachtungen zeigen, dass der Feldspath des Hornblendegabbros nie saurer ist als der basischste Labrador, meistens aus Bytownit besteht und bis in die Anorthitreihe reicht.

Braune Hornblende: Dieselbe braune Hornblende, welche bei den Noriten ihres spärlichen Vorkommens wegen nur kurz erwähnt wurde, macht vom Hornblendegabbro etwa 27% aus. Sie bildet gewöhnlich unregelmässig gestaltete, aber compacte Lappen und zeigt nur selten Andeutung von idiomorpher Umgrenzung in der Prismenzone. Dies erklärt sich wahrscheinlich daraus, dass die Hornblende infolge ihres hohen Alkaligehaltes später als gewöhnlich auskrystallisirt ist. Ein anologes Verhalten zeigen die alkalireichen, farbigen Mineralien der Eläolithsyenite, wie Aegirin und Arfvedsonit. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma ist sehr gut und die Spaltflächen geben lebhaften Glasglanz, es konnte daher der Spaltwinkel goniometrisch bestimmt werden. Dr. von Kraatz erhielt als Mittel von 25 Messungen, wobei lichtschwache, wie lichtstarke Reflexe gleichmässig berücksichtigt wurden, den Wert von 124° 18′. Die Hornblende bildet selten Zwillinge nach (100); sie enthält, wie die anderen Mineralien dieser Gesteine, häufig dunkle nadelige Einschlüsse, die jedoch gänzlich fehlen können. Der Strich der Krystalle ist graubraun. Das specifische Gewicht beträgt 3·217—3·222 bei 17° C. Das Mineral schmilzt nicht bei Rothglut, wohl aber bei Weissglut vor dem

Gebläse zu einem braunen Glas, welches in Salzsäure löslich ist. Der Pleochroismus ist sehr kräftig; $\mathfrak{a}$ = hellgelb (Radde, Orange 4, *u*), $\mathfrak{b}$ = braun mit Stich in's Rothe (Radde, vermillon 3, etwa i — f), $\mathfrak{c}$ = braun mit Stich in's Gelb (Radde, Orange 4, etwa i — f). Die Absorption ist $\mathfrak{b} \geqslant \mathfrak{c} > \mathfrak{a}$. Die Auslöschung wurde auf prismatischen Spaltstücken bestimmt. 25 Messungen ergaben bei einer Differenz von im Maximum 2° 44′ als Durchschnitt 11° 5′ für die Auslöschungsschiefe. Berücksichtigt man nur 19 Messungen, deren Maximal-Differenz 2° beträgt, so erhält man als Auslöschungswinkel 11° 5′, also denselben Wert. Die Auslöschung auf Schnitten parallel (010) wurden im Schliff zu 14° 30′ bis 15° 30′ $\mathfrak{c}:c$ gefunden. Aus dem Gestein von Pavone isolirte ich die Hornblende sorgfältig, was mit ziemlichen Schwierigkeiten verbunden war, da das Mineral annähernd dasselbe specifische Gewicht besass, wie der Diallag. Das mikroskopisch als rein befundene Material wurde von Dr. M. Dittrich analysirt, wobei das Wasser nach Sipöcz-Ludwig[1]) und als Glühverlust bestimmt wurde. Die Bestimmung von Eisenoxydul geschah nach der von Dölter[2]) angegebenen Methode.

	I	II	III	IV
SiO_2 . . .	39·58	39·92	39·80	39·17
TiO_2 . . .	Spur	—	—	—
Al_2O_3 . . .	14·91	14 10	14·28	14·37
Fe_2O_3 . . .	4·01	6·00	2·56	12·42
FeO . . .	10·67	11·03	19·02	5·86
MnO . . .	Spur	0·30	—	1·51
MgO . . .	13·06	10·72	9·10	10·52
CaO . . .	11·76	12·62	10·73	11·18
Na_2O . . .	2·87	0·55	1·79	2·48
K_2O . . .	0·62	3·37	2·85	2·01
H_2O . . .	2·79[3])	0·37	1·42	0·39
	100·27	98·98	101·55	99·91
Spec. Gew.	3·217—3·222	3·282	3·298	3·33

Wasser als Glühverlust 1·29.

[1]) E. Ludwig und L. Sipöcz, Tschermak's Mitth., 1875, pag. 211 und Zeitschr. für anal. Chem., 17, 206.

[2]) C. Dölter, Zur Kenntnis der chem. Zus. des Augits. Tschermak's Mitth., 1877, 281 und 1880, 100.

[3]) Wasser nach Sipöcz-Ludwig.

Dem Resultat der Analyse (sub I) sind zum Vergleich die Analysen einer Hornblende vom Vesuv, analysirt von Rammelsberg (sub II), einer zweiten vom Vesuv durch Berwerth ausgeführt (sub III), und schliesslich die Hornblende von Jan Mayen, analysirt von Scharizer (sub IV), beigefügt.

Die Analyse zeigt auf den ersten Blick, dass ein sehr basisches Mineral vorliegt. Der Vergleich mit den nebenstehenden Analysen lehrt, dass die Hornblende von Jan Mayen Eisenoxyd überwiegend, die von Pavone bei Ivrea Eisenoxydul vorherrschend enthält. Am nächsten mit der Hornblende von Pavone stimmt die vom Vesuv (sub II) überein. Der Wassergehalt in obiger Analyse (sub I), welcher nach einer Reihe blinder Versuche sorgfältig bestimmt wurde, dürfte vielleicht ein wenig zu hoch ausgefallen sein, wie gewöhnlich bei dieser Art der Bestimmung.

Wenn wir Fe_2O_3 zu Al_2O_3, FeO zu MgO und K_2O zu Na_2O umrechnen, lässt sich die Analyse folgenderweise berechnen:

	I	II	III	IV	V	VI
			Molecular-	Verein-	Ange- nommenes	Ver- hältnis
		I auf	Ver-	fachung	Molecular-	auf ganze
		100	hältnisse	von III	Verhältnis	Zahlen
SiO_2 . . .	39·473	42·162	700	12·50	12·5	50
Al_2O_3 (Fe_2O_3)	17·418	18·604	182	3·25	3·25	13
MgO (FeO) .	18·935	20·225	505	9·01	9·00	36
CaO . . .	11·728	12·527	223	3·98	4·00	16
Na_2C (K_2O) .	3·285	3·509	56	1·00	1·00	4
H_2O . . .	2·782	2·971	165	2·94	3·00	12
	93 621	99·998				

Demnach erhalten wir folgende Verhältnisse:

$$12\ H_2O : 4\ Na_2O : 16\ CaO : 36\ MgO : 13\ Al_2O_3 : 50\ SiO_2,$$

oder als Formel geschrieben,

$$H_{24}(Na,K)_8 Ca_{16}(Mg,Fe)_{36}(AlFe)_{26}Si_{50}O_{207}.$$

Berechnen wir diese Formel, so erhalten wir folgende procentische Zahlen:

	Berechnet	Gefunden	Differenz
SiO_2	42·099	42·162	+0·063
Al_2O_3 (Fe_2O_3) . .	18·607	18·604	—0·003
MgO (FeO) . .	20·207	20·225	+0·018
CaO	12·573	12·527	—0·048
Na_2O (K_2O) . .	3·480	3·509	+0·029
H_2O	3·031	2·971	—0·060
	99·997	99·998	

Wir ersehen aus der Formel, dass die Hornblende nahezu einem Orthosilicat entspricht, ja noch etwas basischer ist, als ein solches.

Wenn wir die Verhältnisse noch vereinfachen, indem wir Fe_2O_3 zu Al_2O_3, FeO und CaO zu MgO, Na_2O und K_2O zu H_2O rechnen, so bekommen wir

	I	II	III	IV	V
		I auf 100%	Moleculare Verhältnisse	Vereinfachung von III	Angenommenes Molecular-Verhältnis
SiO_2	39·473	44·881	748	3·85	4
Al_2O_3 (Fe_2O_3) .	17·418	19·804	194	1·00	1
MgO (FeO,CaO)	27·312	31·054	776	4·00	4
H_2O (Na_2O,K_2O)	3·747	4·260	236	1·21	1
	87·950	99·999			

Wir erhalten also

$$H_2O : 4\,MgO : Al_2O_3 : 4\,SiO_2$$

oder

$$(H,K,Na)_2\,(Mg,Fe,Ca)_4\,(Al,Fe)_2\,Si_4O_{16}.$$

Wir sehen aus den einfachen Zahlen, wie nahe diese Hornblende einem Orthosilicat steht. Berechnen wir die obige Formel, dann erhalten wir folgende Werte:

	Berechnet	Gefunden	Differenz
SiO_2	46·15	44·88	— 1·27
Al_2O_3 (Fe_2O_3) . .	19·61	19·80	+ 0·19
MgO (FeO,CaO) . .	30·76	31·05	+ 0·29
H_2O (Na_2O,K_2O) .	3·46	4·26	+ 0·80
	99·98	99·99	

Wir könnten als allgemeine Formel annehmen

$$\overset{I}{R}_2\overset{II}{R}_4\overset{III}{R}_2Si_4O_{16}$$

oder wenn wir die einwertigen Elemente mit den zweiwertigen vereinigen

$$\overset{II}{R}_5\overset{III}{R}_2Si_4O_{16}$$

Scharizer hat schon 1884 in seiner Arbeit[1]): „Die basaltische Hornblende von Jan Mayen nebst Bemerkungen über die Constitution der thonerdehaltigen Amphibole" aus seinen Analysen die Folgerung gezogen, dass in den Hornblenden ein Orthosilicat von der Formel $(\overset{I}{R}_2\overset{II}{R})_3\,(Al, Fe)_2\,Si_3O_{12}$, welches er nach dem Vorgange Breithaupt's als Syntagmatit bezeichnet, enthalten sei. Die Hornblende von Jan Mayen, deren Analyse oben vergleichsweise angeführt ist, entspricht nahezu der von Scharizer angenommenen Formel. Versucht man für die Hornblende von Pavone bei Ivrea eine ähnliche Deutung, so würde diese aufzufassen sein als Syntagmatit plus einem Normal-Orthosilicatmolecüle.

$$\underset{\text{(Pavone)}}{\overset{II}{R}_5\overset{III}{R}_2Si_4O_{16}} = \underset{\text{Syntagmatit}}{\overset{II}{R}_3\overset{III}{R}_2Si_3O_{12}} + \overset{II}{R}_2SiO_4$$

Diese wie mehrere früher ausgeführte Hornblende-Analysen lassen es als höchst wahrscheinlich erscheinen, dass in gewissen Gliedern der Hornblendegruppe ein Orthosilicat an der Zusammensetzung betheiligt ist. Unsere Analyse lässt sich nur mit Schwierigkeit als ein Metasilicat berechnen, gibt alsdann eine gezwungene und unwahrscheinliche Deutung, während die Auffassung als Orthosilicat nach der Einfachheit der Verhältnisse den grössten Grad von Wahrscheinlichkeit für sich hat.

Die braune Hornblende verändert sich, indem an Stelle der braunen eine grüne Färbung erscheint. Stücke von brauner Hornblende zeigen zuweilen eine Umrandung durch grüne, wobei die Spaltbarkeit durch beide gleichmässig hindurchsetzt. Der Pleochroismus des grünen Minerals ist folgender: c = hellgrün, a = hellgelb,

[1]) R. Scharizer, Neues Jahrb., 1884, II, pag 142.

$\mathfrak{b}$ = hellolivengrün. Die Farbe von $\mathfrak{c}$ hat sich also am meisten geändert. Licht- und Doppelbrechung scheinen dieselben geblieben zu sein. Die Auslöschungsschiefe scheint nicht verändert, wenigstens wurde in einigen Schliffen für die beiden gleichzeitige Auslöschung beobachtet. Die grüne Hornblende zersetzt sich leicht zu einem Chlorit- oder Serpentinmineral.

Diallag: Der Habitus des Diallags ist etwas verschieden von dem in den Noriten. Er tritt in grossen Lappen ohne krystallographische Begrenzung auf, spaltet sehr gut nach (100) sowohl wie (110) und ist verzwillingt nach (100). Die Auslöschung $c : \mathfrak{c}$ auf (010) beträgt 42—43°. Der Pleochroismus ist stärker als in den Noriten und ist immer deutlich erkennbar: $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$ = hellbräunlichgelb mit Stich in's Grüne, $\mathfrak{b}$ = graulichgelb mit Stich in's Violette. Er besitzt auch die viel erwähnten nadeligen Einschlüsse.

Spinell: Ein schön grüner, durchsichtiger Spinell, der wohl zum Pleonast gehört, kommt gelegentlich in unregelmässig begrenzten Partien vor. Er liegt gewöhnlich neben dem Magnetit.

Die beschriebenen Hornblendegabbros enthalten nie Quarz oder Zirkon und scheinen überhaupt die am meisten basischen Spaltungsproducte dieser Gegend darzustellen. Das Gestein wurde von Dr. M. Dittrich analysirt und zum Aufschluss hier, wie bei dem Norit, die Borsäure-Methode von P. Jannasch (Zeitschr. f. anorg. Chemie, Bd. XII, pag. 208) zur Anwendung gebracht. Das Gestein besitzt ein specifisches Gewicht von 3·1815 bei 15° C.

SiO_2	39·84
TiO_2	0·08
Al_2O_3	19·71
Fe_2O_3	7·73
FeO	8·89
MnO	Spur
MgO	7·33
CaO	13·52
Na_2O	1·59
K_2O	0·53
P_2O_5	Spur
Glühverlust H_2O	0·86
	100·08

Die Analyse zeigt unmittelbar den ungewöhnlich basischen Charakter des Gesteins. Dass die reichlich anwesenden kieselsäurefreien Gemengtheile den Kieselsäuregehalt des Gesteins herabdrücken mussten, war leicht ersichtlich. Trotzdem war es schwer verständlich, wie die Zahlen der Bauschanalyse vereinbar sein konnten mit dem mineralogischen Aufbau des Gesteins aus den Gemengtheilen Bytownit, Hornblende, Diallag, Hypersthen, Magnetit und Spinell. Da nun die chemische Zusammensetzung des Diallags, Hypersthens, Bytownits, Spinells und Magnetits in ziemlich engen Grenzen bekannt war, so musste die Schwierigkeit der Deutung der Analysenresultate in der chemischen Constitution des Amphibols liegen. Zieht man von der Summe der Bestandtheile des Gesteins, entsprechend dem festgestellten ungefähren Procentgehalt, die Gemengtheile unter Benutzung folgender Analysen ab: Bytownit von Närödal nach Dana, System of Mineralogy, Analyse 33, pag. 337; Diallag von Ehrsberg nach Dana, Analyse 55, pag. 360; Hypersthen von Romsås, nach Dana, Analyse 10, pag. 350; Magnetit nach dessen theoretischer Zusammensetzung, Spinell von Peekskill nach Dana, Analyse 12, pag. 222, so bleibt für die Hornblende ein Rest übrig, welcher Aufschluss über die Zusammensetzung derselben geben musste.

Die Rechnung gibt für

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O
33% Bytownit	16·15	10·97	—	—	—	4·91	1·08	—	—
20% Diallag	10·25	1·24	—	1·12	2·83	4·21	—	—	0·13
5% Hypersthen	2·60	0·15	—	1·00	1·15	0·12	—	—	—
10% Magnetit	—	—	6·90	3·10	—	—	—	—	—
5% Spinell	—	3·00	0·25	1·10	0·65	—	—	—	—
	29·00	15·36	7·15	6·32	4·63	9·24	1·08	—	0·13
Gesteinsanalyse	39·84	19·71	7·73	8·89	7·33	13·52	1·59	0·53	0·86
27% Hornblende Rest	10·84	4·35	0·58	2·57	2·70	4·28	0·51	0·53	0·73

Der Rest liess auf eine für Gabbrogesteine ganz ungewöhnliche Zusammensetzung der Hornblende schliessen. Deshalb wurde die Hornblende, wie oben angegeben, getrennt und analysirt. Die so gefundene Zusammensetzung zeigt mit dem auf 100 Procente umge-

rechneten Reste der Gesteinsanalyse verglichen, eine so genaue Uebereinstimmung, wie sie grösser bei einer nur approximativen Berechnung nicht erwartet werden konnte.

	Berechnete Zusammensetzung der Hornblende	Gefundene Zusammensetzung der Hornblende
SiO_2	40·1	39·58
Al_2O_3	16·1	14·91
Fe_2O_3	2·1	4·01
FeO	9·4	10·67
MgO	10·0	13·06
CaO	15·8	11·76
Na_2O	1·9	2·87
K_2O	1·9	0·62
H_2O	2·7	2·79
	100·0	100·27

Eine Ausbildungsform des Hornblendegabbros, welche sich durch hohen Gehalt an Hornblende auszeichnet, setzt den grossen Rundhöcker zwischen Samone und Solerano, etwa 2 Kilometer südwestlich von Ivrea, zusammen. Das Gestein ist an vielen Stellen so verwittert, dass die dunklen Gemengtheile in Dünnschliff nicht mehr kenntlich sind. An anderen Stellen ist nur die Hornblende, an noch anderen Hornblende und Diallag deutlich nachweisbar. Der Hypersthen ist nirgends sicher zu erkennen. Stücke, welche dem Steinbruch an der Chaussée am Westende von Solerano entstammen, bestehen über die Hälfte aus brauner Hornblende. Das Gestein hat infolge seines geringen Feldspathgehaltes fast schwarze Farbe und besitzt das specifische Gewicht 3·034 bei 15° C. Die Hauptmasse des Feldspathes hat specifisches Gewicht 2·728—2·70 und die auf oP gemessenen Auslöschungsschiefen schwanken zwischen 16 und 21°. Der Feldspath gelatinirt, mit concentrirter Salzsäure erhitzt, deutlich, und gehört also nach allen seinen Eigenschaften dem basischsten Labrador und dem saureren Bytownit an.

Structurverhältnisse der Gesteine.

Die oben beschriebenen Gesteine besitzen überall typisch hypidiomorph-körnige Structur, was sie als Tiefengesteine charak-

terisirt. Sie sind im allgemeinen mittelkörnig und haben sehr selten (Hornblendegabbro von Pavone) ein etwas gröberes Korn. An einer Stelle (an der Strasse von Ivrea nach Montalto Dora, einige hundert Meter vom nordwestlichen Ausgange des Tunnels) steht Quarz-Hypersthen- Diorit mit feinem Korn an. Als Reihenfolge der Ausscheidungen wurde beobachtet:

1. Magnetit, Spinell, Apatit, Zirkon, Pyrit.
2. Hypersthen.
3. Diallag, Hornblende.
4. Plagioklas.
5. Quarz.

Die Krystallisation von Hypersthen einerseits und Diallag und Hornblende anderseits muss annähernd gleichzeitig erfolgt sein, doch lässt sich immer noch in einzelnen Fällen die frühere Ausscheidung des Hypersthens constatiren, während bei Diallag und Hornblende nicht von zeitlich verschiedener Krystallisation gesprochen werden kann. Neigung zu porphyrischer Structur war nie zu bemerken, doch kommt Parallelstructur häufig vor. Letztere erscheint namentlich gern bei den Quarz-Hypersthen-Dioriten. Diese sind ärmer an farbigen Gemengtheilen als die anderen Gesteine, und da sich die dunklen Mineralien in reihenweiser Anordnung in der Feldspath-Quarzmasse vorfinden, so tritt der Parallelismus deutlich in die Erscheinung. So weit das geologische Auftreten der Quarz-Hypersthen-Diorite studirt werden konnte, scheinen dieselben an den Rand des Massives gebunden, wodurch sich das Auftreten der Parallelstructur leicht erklärt. Dass dynamische Erscheinungen hier nicht vorliegen, zeigt das Fehlen aller Druckphänomene in diesen Gesteinen. Zuweilen treten kleine Quetschzonen auf, doch bieten sie, da auf ihnen nur mechanische Zerbrechungen und keine chemischen Umwandlungen stattgefunden haben, kein weiteres Interesse.

Chemische Zusammensetzung der Gesteine.

Folgende Analysen liegen aus dem beschriebenen Gebiet vor:

	I.	II.	III.
SiO_2 . . .	39·84	49·95	56·45
TiO_2 . . .	0·08	0·69	Spur
Al_2O_3 . . .	19·71	19·17	20·15
Fe_2O_3 . . .	7·73	4·72	4·36
FeO. . . .	8·89	6·71	5·00
MnO . . .	Spur	Spur	Spur
MgO . . .	7·33	5·03	2·66
CaO. . . .	13·52	9·61	6·59
Na_2O . . .	1·59	3·13	2·95
K_2O. . . .	0·53	0·74	1·00
P_2O_5. . . .	Spur	Spur	0·24
Glühverlust H_2O. . . .	0·86	0·09	1·61
	100·08	99·84	101·02
spec. Gew.	3·1815	2·939	

I. Hornblendegabbro von Pavone bei Ivrea.

I. Norit, an der Strasse zwischen Chiaverano und Monsino bei Ivrea.

III. Quarz-Hypersthen-Diorit, Ivrea.

Die vorliegenden Analysen entsprechen einer Gesteinsreihe, welche von basischem Hornblendegabbro durch Norit zum Quarz-Hypersthen-Diorit fortschreitet. Mit dem Steigen der Kieselsäure wird der Alkaligehalt höher, während Fe_2O_3, FeO, MgO und CaO sinken. Auffallend erscheint es, dass der Gehalt an Al_2O_3 fast gleich bleibt; nur von II, zu III ist eine geringe Erhöhung zu bemerken. Wir sind gewöhnt, bei hohem Thonerdegehalt reichliche Quantitäten von Alkalien vorauszusetzen, was hier nicht zutrifft. Auch führen sonst Glieder dieser Gesteinsfamilien weniger Thonerde. In Analysen II und III musste der Feldspath nach der Höhe des Thonerdegehaltes, und dem Verhältniss von Kalk zu Alkalien, ein basischer Plagioklas sein, welcher 60—70 Procent der Gesteine ausmacht. Hypersthen und Diallag sind nur in geringen Mengen vorhanden und vermögen nur wenig Thonerde aufzunehmen. Das Gestein unter II setzt sich aus etwa 67 Procent Plagioklas, 17 Procent Hypersthen, 9 Procent Diallag und 7 Procent Magnetit zusammen. III besteht aus 60 Procent Plagioklas, 18 Procent Hypersthen + Bastit, 16 Procent Quarz und 6 Procent Magnetit. Das Gestein ist nicht ganz frisch;

sein Wassergehalt entstammt dem Bastit; auch scheint im Vergleich zu den anderen Gesteinen, und nach der unten folgenden Berechnung zu urtheilen, der Kalk- wie Natrongehalt etwas zu gering, was ich auf eine theilweise Zersetzung des Gesteins zurückführen möchte. Etwas anders stellt sich das Verhältnis bei dem unter I. aufgeführten Hornblendegabbro, wo der Kieselsäuregehalt sehr niedrig und der Thonerdegehalt auffallend hoch ist. Infolge dessen musste der Feldspath Bytownit werden; die Hornblende musste eine thonerdereiche sein. Sie enthält 14·91 Procent Al_2O_3 und 39·58 Procent SiO_2; die überschüssigen Basen sind in der Form von Spinell und Magnetit ausgeschieden. Der Wassergehalt des Gesteins ist nicht secundär wie bei III, sondern stammt aus der Hornblende. Deutlich sehen wir das aus Analyse II, welche, da in diesem Gestein Bastit und Hornblende fehlen, nur eine äusserst geringe Menge Wasser enthält.

Um die Zusammensetzung der Gesteine mit den von Rosenbusch[1]) vorgeschlagenen Kernen zu vergleichen, wurden aus den Analysen nach Umrechnung auf 100 Procent die Molecularverhältnisse und dann die Verhältnisse der Metallatome berechnet.

	I.	II.	III.
Si	37·9	47·5	53·5
Al	21·8	21·0	22·5
Fe	12·5	8·5	7·0
Ca	13·8	9·6	6·7
Mg	10·6	7·0	3·7
Na	2·9	5·6	5·4
K	0·5	0·8	1·2
	100·0	100·0	100·0

Folgende Kerne Rosenbusch's nehmen an der Gesteinszusammensetzung theil: $CaAl_2Si_4$, $NaAlSi_2$, RSi, R_2Si und wenig Si. Sie gehören der Hauptsache nach zu den ψ Magmen. Wenn wir mit Rosenbusch die Annahme machen, dass Al entweder in dem Kern $CaAl_2Si_4$ oder $(Na, K)\,AlSi_2$ vorhanden ist, so erhalten wir aus den Magmen die beiden Kerne im Verhältnis $(Na+K+2Ca) : Al : Si = 1 : 1 : 2$ (unter A) und den Rest (unter B).

[1]) H. Rosenbusch: Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Tschermak's Mittheilungen, 11, 1890, pag. 144.

		I.	II.	III.
A	*Si*	44·—	42·—	45·—
	Al	22·—	21·—	22·5
	Ca	9·25	7·25	8·—
	Na + *K*	3·5	6·5	6·5
B	*Si*	(—6)	5·5	8·5
	Fe	12·5	8·5	7·0
	Mg	10·6	7·0	3·7
	Ca	4·5	2·25	(—1·3)

Wie von Anfang an vorauszusehen war, stimmt die Annahme, deren Folgerungen unter Analyse I zahlenmässig ausgedrückt sind, nicht mit den thatsächlichen Verhältnissen. Das *Al* ist eben nicht alles in den Feldspath bildenden Kernen enthalten, sondern steckt theilweise in einem Kern, der entweder kein *Si* enthält, oder in einem, worin im Verhältniss weniger *Si* und mehr *Al* vorhanden ist, als in den Feldspath bildenden Kernen. So musste sich natürlich nach Abzug von I *A* zu wenig *Si* im I. *B* finden. Dieses Verhältnis kann erklärt werden, wie Rosenbusch es that, durch Annahme eines Kernes *NaAlSi*, oder eines Spinellkernes RAl_2. Die Analysen II. und III. dagegen stimmen im grossen ganzen mit unserer oben gemachten Annahme und bedürfen keine weitere Besprechung. Nach dem Abzug von *RSi* oder sogar R_2Si aus *B* bleibt ziemlich viel freies Metall übrig; dasselbe ist grösstentheils als Magnetit auskrystallisirt.

Will man sich eine Vorstellung von dem Auftreten der drei verschiedenen Gesteine machen, so scheint es nicht unerlaubt, den Quarz-Hypersthen-Diorit und den Hornblendegabbro als randliche Spaltungsproducte des Norites aufzufassen. Es ist gewiss kein Zufall, dass, wenn wir die Durchschnittszusammensetzung aus den Analysen der beiden extremen Gesteine berechnen, dieselbe ziemlich genau mit der Noritanalyse übereinstimmt.

Die vorliegende Arbeit wurde im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Heidelberg ausgeführt, und ich möchte auch an dieser Stelle Herrn Geheimrath Rosenbusch für seine mir vielfach erwiesene Anleitung und Unterstützung danken.

Heidelberg, Februar 1897.

XIV. Die Trachyte, Andesite und Phonolithe des Westerwaldes.

Von **A. Dannenberg.**

(Mit zwei Figuren im Text.)

II. Petrographischer Theil.

A. Uebersicht der Gesteinstypen, Verbreitung und Allgemeines.

Als verbreitetster Typus trachytischer Gesteine in unserem Gebiete stellt sich eine Gruppe dar, die so ziemlich auf der Grenze von Trachyt und Andesit steht, so dass man wegen der Zutheilung zu der einen oder der anderen Kategorie einigermassen im Zweifel sein muss. Man thut vielleicht am besten, in diesen Fällen auf eine strenge Durchführung des petrographischen Schemas zu verzichten. Die Gesteine passen eben nicht hinein, die meisten wird man mit gleichem Recht als andesitähnliche Trachyte oder als trachytähnliche Andesite bezeichnen können. Soll indessen eine bestimmte Entscheidung getroffen werden, so glaube ich, dass im ganzen der Bezeichnung als Trachyt der Vorzug zu geben sein wird, entgegen dem Verfahren von Angelbis, der auf den betreffenden Blättern der geologischen Specialkarte von Preussen alle diese Gesteine zum Andesit stellt. Wenngleich Sanidin als Einsprengling in den meisten Vertretern nicht häufig oder überhaupt kaum sicher erkennbar ist, so dürfte doch die Zusammensetzung der Grundmasse, in der ein saurer Feldspath — wahrscheinlich Sanidin — herrscht, die Zurechnung zu den Trachyten rechtfertigen.

Jedenfalls verdient, besonders im Hinblick auf die petrographischen Verhältnisse des benachbarten Siebengebirges, hervorgehoben zu werden, dass die dort in ihren charakteristischesten Vertretern — dem sanidinreichen Trachyt vom Drachenfels, Oelberg, Perlenhardt etc. und dem hornblendereichen Andesit, wie er von der Wolkenburg und dem Stenzelberge bekannt ist — sowohl aus geprägten Gesteinstypen in unserem Gebiete in dieser Differenzirung im allgemeinen nicht vorhanden sind.

Vielmehr haben wir hier gewissermassen ein Mittelding, das in mancher Hinsicht als Bindeglied jener beiden Extreme betrachtet werden kann; daher die Unbestimmtheit seiner systematischen Stellung. Die Hauptvertreter dieses trachyt-andesitischen Typus sind:

1. Die Gesteine von Wölferlingen, 2. vom Hahn bei Selters, 3. verschiedene andere in der Umgegend von Selters und Maxsayn, 4. die Gesteine mehrerer kleiner Aufschlüsse zwischen Helferskirchen und Nieder-Sayn; bei ihnen ist eine entschiedenere Hinneigung zum echten Trachyt unverkennbar, 5. Ewighausen und Nieder-Ahr, 6. das Gestein von Helferskirchen; letzteres ist nur bedingt in diese Gruppe aufzunehmen, es nähert sich jedenfalls schon sehr einem echten Andesit.

Neben diesen Gesteinen unbestimmten petrographischen Charakters treten jedoch auch zweifellose Trachyte und Hornblendeandesite auf.

Wie schon bemerkt, fehlen Gesteine von der charakteristischen Ausbildung des Drachenfels-Trachytes in unserem Gebiete vollkommen. Die echten Trachyte sind Augittrachyte, fast ohne jeden anderen farbigen Gemengtheil, von phonolithähnlichem Habitus, danach auch als phonolithische Trachyte zu bezeichnen. Zum Hornblendeandesit rechne ich zunächst eine Reihe von Gesteinen (Moschheim, Ruppach-Dahlen, Goldhausen, Langewiesen), die Angelbis zum Trachyt gestellt hat, sodann die Vorkommen von Quirnbach, Wirges, Winterroth und Bollscheid.

v. Dechen, Erläuterungen, II, 42, hebt die Seltenheit echter Hornblendeandesite gegenüber den mehr trachytähnlichen Gesteinen hervor. Wenn er indessen als einzige Vertreter der Andesitgruppe die „Isenite“ von Bertels anführt, so wird man hiegegen wegen der unzweifelhaften Sonderstellung dieses Gesteins Bedenken erheben müssen.

An den eigentlichen Hornblendeandesit schliessen sich weiter einige Gesteinsarten an, die als Uebergangsglieder zur Basaltgruppe aufgefasst werden können. Die Hinneigung zum basaltischen Gemenge kommt bei den einzelnen Gliedern dieser Gruppe in verschiedener Weise zum Ausdruck.

Als erstes dieser Uebergangsgesteine wäre der Bertels'sche „Isenit“ zu nennen. Bei vorherrschend andesitischem Habitus neigt seine Mischung doch schon durch die reichliche Beimengung von

Bisilicaten und Magnetit, sowie auch durch den Eintritt von Olivin der basaltischen zu. Makroskopisch scheint diese Verwandtschaft namentlich in den dichteren Varietäten ausgesprochen, die fast schwarz aussehen und durchaus einem Hornblendebasalt ähneln.

Noch näher dem Basalt stehen dann die Augitandesite, deren bekannte Eigenschaften sie überhaupt als Bindeglieder beider Gesteinsgruppen erscheinen lassen. Als drittes Glied dieser Zwischengruppe möchte ich schliesslich ein mir allerdings nur von zwei Punkten bekannt gewordenes Gestein anführen, dem die entscheidenden Charaktere für die Zutheilung zu einer der beiden Hauptgruppen fehlen. Es ist ein grauschwarzes, poröses Gestein von lavaartigem Aussehen, das bei Sainscheid und bei Schönberg gefunden wurde.

Der vorstehend skizzirten Eintheilung der Reihe der Eruptivgesteine des Westerwaldes vom Trachyt bis zum Basalt scheint auch die räumliche Vertheilung der hier unterschiedenen Typen in den grossen Hauptzügen zu entsprechen. Die vorherrschende Gruppe der Andesit-Trachyte setzt zugleich den eigentlichen Kern des trachytischen Eruptivgebietes am südwestlichen Rande des Hohen Westerwaldes zusammen.

Der echte Trachyt bildet die einzelnen zerstreuten Kuppen im Südwesten und Westen dieser centralen Trachytmasse.

Zu ihnen gehören unter anderen die Vorkommen von Arzbach und Isenburg, die den ersten der v. Dechen'schen Trachytzüge bilden und vielleicht, wie früher ausgeführt, durch das Bindeglied des Bruderkunzberges bei Honnef das Westerwälder Trachytgebiet mit dem Siebengebirge verknüpfen.

Die typischen Hornblendeandesite sind zu vereinzelt, als dass man aus ihrer Verbreitung weitere Schlüsse ziehen könnte. Dagegen tritt bei den Uebergangsgesteinen zum Basalt hin eine deutliche Anhäufung im Osten des Centraltrachytes hervor. Wir haben also auch in der topographischen Anordnung eine fortlaufende Reihe vom echten Trachyt im Westen über die Centralmasse der andesitähnlichen Trachyte und weiter nach Osten zur Hauptbasaltmasse des Hohen Westerwaldes. Zwischen diesen und das Trachytcentrum schieben sich vielfach Vorkommnisse einer auch petrographisch den Uebergang vermittelnden Gesteinsgruppe ein. Es versteht sich, dass diese regelmässige Reihenfolge der Gesteine nur für die Anordnung im grossen

und ganzen gilt, dass dagegen die Continuität in der Veränderung des Gesteinscharakters nicht in jedem einzelnen Vorkommen gewahrt zu sein braucht und dass ihr Nachweis vielfach an den durch die allgemeine Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse bedingten Mängeln leiden wird.

B. Die einzelnen Gesteine.

I. Trachyt.

1. Echter Trachyt:
   phonolithischer Trachyt (hornblendefreier Augittrachyt).
2. Andesittrachyt.

II. Andesit.

1. Hornblendeandesit:
   a) normaler Hornblendeandesit;
   b) Typus Sengelberg („Isenit");
   c) Typus Schönberg (Basaltandesit).
2. Augitandesit.

III. Phonolith.

1. Trachytähnlicher Phonolith.
2. Typischer Phonolith.

---

1. Echter Trachyt (phonolithischer Augittrachyt).

Diese Gesteine besitzen einen ziemlich gleichförmigen makroskopischen Habitus, bedingt durch die grosse Armuth an Einsprenglingen, namentlich farbigen, helle Färbung, eigenthümlichen, etwas matten, seidenartigen Glanz und meist schieferiges Gefüge.

Von den eigentlichen Phonolithen unseres Gebietes unterscheidet sie schon makroskopisch die stets reine graue Färbung gegenüber den mehr grünlichen Farbentönen jener.

Auch unter dem Mikroskope erscheint die gut individualisirte Feldspathgrundmasse weitaus vorherrschend; sie nimmt meist auch mehr oder weniger augitische Elemente — zuweilen mit den Merkmalen des Aegirins — in sich auf. [1])

---

[1]) Erst nach Abschluss dieser Untersuchungen kam mir die Arbeit von W. Bruhns (Petrogr. Mitth., I; Verh. nat. Ver. Bonn 1896) zu Gesicht. Der Verfasser führt darin den Nachweis der Gegenwart des Sodalithes in dem Kühlsbrunner Gestein und berichtet über Untersuchungen einiger hier beschriebener Gesteine, in

Für den Gesteinscharakter ist der Augitgehalt der Grundmasse unerheblich, da er in Stücken desselben Fundortes quantitativ sehr schwanken und selbst bis zum Verschwinden abnehmen kann. Einsprenglinge sind, wenn überhaupt, nur durch Feldspathe vertreten. Es fehlt somit jeglicher farbige Gemengtheil ausser dem Augit der Grundmasse und es stellen sich die Gesteine als phonolithische, beziehungsweise Augittrachyte, im Sinne von Rosenbusch (Mikr. Phys., II, 2. Auflage, pag. 598) dar.

Ich rechne hieher die Gesteine der Fundorte: 1. zwischen Maxsayn und Zürbach (Stockhahn), 2. Lanzenberg bei Vielbach, 3. Eschelbach, 4. Montabaur, 5. Isenburg, 6. Arzbacher Köpfe, 7. ein Vorkommen am Fuss der Steinburg im Orte Hartenfels, 8. Hülsberg, 9. Dahlen, 10. Heilberscheid.

Im Gebiete des Siebengebirges hat dieser Typus einen Vertreter im Aegirintrachyt vom Kühlsbrunnen, ferner ist dazu zu rechnen das Gestein der schon ausserhalb des eigentlichen Siebengebirges gelegenen Kuppe des Brodekons- (oder Bruderkunz-) Berges bei Honnef am Rhein, das zugleich die Verbindung mit dem Westerwälder Bezirk herstellt. Dieser Gruppe würde sich dann das eigenartige Gestein des Hülsberges anschliessen, gleichfalls ein Augittrachyt, aber von abweichendem Habitus.

Das Gestein der beiden zusammengehörigen Aufschlüsse zwischen Zürbach und Maxsayn am rechten und linken (Stockhahn) Ufer des Saynbaches zeigt diesen Typus in besonders schöner Ausbildung; makroskopisch hellsilbergrau, fettig glänzend, von schuppig-schieferiger Structur mit nur ganz spärlichen und kleinen Feldspatheinsprenglingen, sowie vereinzelten Hornblendenädelchen; in manchen Stücken ziemlich reichlich Titanit.

Unter dem Mikroskope zeigt die gut individualisirte Grundmasse eine breit-blattförmige Ausbildung der einzelnen Elemente, die entweder Zwillinge darstellen oder auch häufig einfache Individuen sind mit wandernder Auslöschung, die, gleichmässig von einer Seite zur anderen fortschreitend, über das Blättchen hinweggeht.

---

denen er dieses Mineral ebenfalls vermuthete, ohne es jedoch auffinden zu können. Auch ich hatte bei einer hierauf gerichteten nochmaligen Durchsicht meiner Schliffe keinen besseren Erfolg. Höchstens könnte man zeolithische Aggregate in dem Isenburg-Gestein in diesem Sinne deuten.

Dieser Umstand in Verbindung mit der meist unregelmässigen Begrenzung vereiteln die Anwendung der üblichen Bestimmungsmethoden; doch kann man diese Elemente mit grosser Wahrscheinlichkeit als Sanidin ansprechen. Dafür spricht namentlich das geringe Lichtbrechungsvermögen, das bei der Mehrzahl deutlich schwächer ist als dasjenige des Balsams. Etwas grössere Feldspathe zeigen ziemlich gute Krystallbegrenzung, nur mit zackig ausgebuchteten Rändern. Zwischen diesen grösseren Bestandtheilen eingeklemmt liegt eine Art Basis, die aber nicht glasiger Natur, sondern ebenfalls feldspathig ist, nur in sehr feinkörniger Ausbildung. Die ganze Masse erscheint unter dem Mikroskope porös. Eigentliche Einsprenglinge sind fast gar nicht vorhanden, sie erscheinen gegenüber der weit vorherrschenden Grundmasse ganz unwesentlich, beinahe möchte man sagen zufällig, ebenso die wenigen farbigen Beimengungen vereinzelter Hornblenden mit Augitsaum oder aus Hornblende entstandene Augitaggregate. Magnetit ist nur ziemlich spärlich vorhanden. Accessorisch tritt Titanit auf. Ein einzelner grösserer, grüner Augiteinsprengling mit deutlichem Pleochroismus wurde beobachtet. Ausser den genannten tritt noch in der Grundmasse verstreut in winzigen Krystallnädelchen ein Mineral auf, das ich nicht mit völliger Sicherheit zu deuten vermag. Es vereinigt sehr starke Licht- und Doppelbrechung, die etwa an Zirkon erinnern könnte, mit grosser Auslöschungsschiefe; bei einzelnen dieser Kryställchen tritt aber in keiner Stellung Auslöschung ein. Die Kryställchen sind farblos oder hellgrün, die längeren Nädelchen quer gegliedert, an den Enden schief abgestutzt; zuweilen erscheinen sie so verkürzt, dass sich eine spitzrhombische Form ergibt. Nach all diesen Kennzeichen ist das fragliche Mineral wohl mit grösster Wahrscheinlichkeit als Titanit in Mikrolithenform anzusprechen. (Vergl. P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. T. M. u. p. M., XIII, 1892. Titanit-Mikrolithen, pag. 81.)

Diesem Gestein schliesst sich makroskopisch wie mikroskopisch auf's engste das vom Lanzenberg bei Vielbach an, das an dessem Fuss in grossen, aber jetzt verlassenen Brüchen aufgeschlossen ist. Seine Grundmasse neigt etwas mehr zu unregelmässig leistenförmiger Ausbildung; ihr fehlen die zuletzt erwähnten Kryställchen; kleine Feldspatheinsprenglinge, Sanidin und Plagioklas, letzterer etwa an der Grenze von Andesin und Labrador, sind etwas häufiger, im übrigen

zeigt es in Haupt- und Nebenbestandtheilen kaum einen Unterschied gegen das vorige.

Um so auffallender erscheint die abweichende Ausbildung der dem Anstehenden am Gipfel desselben Berges entnommenen Stücke.

Makroskopisch zeigen diese in einer grauen, grobkörnigen Grundmasse zahlreiche, ziemlich grosse, das heisst circa ein Centimeter lange, tafelförmige Einsprenglinge von glasigem Feldspath (Sanidin); Hornblende ist kaum zu beobachten.

Die mikroskopische Ausbildung der Grundmasse ist zwar von der der vorigen nicht wesentlich verschieden, nur sind die Feldspathe besser leistenförmig entwickelt, aber es mengt sich ziemlich reichlich Augit bei. Auffallend — im Gegensatz zu den vorigen — ist ferner die Häufigkeit verschiedenartiger Einsprenglinge. Als solche finden sich Sanidin und Plagioklas, aber auch Hornblende, vielfach unter Magnetitausscheidung zersetzt, sowie, allerdings spärlicher, Augit. Titanit ist vorhanden und scheint auch hier zum mikrolithischen herabzugehen, wenngleich nicht so häufig wie bei dem Gestein zwischen Zürbach und Maxsayn. Die Abweichung von dem normalen Habitus des Lanzenberg-Trachyts ist so beträchtlich, dass die Vermuthung eines selbständigen Gesteinskörpers für die Gipfelpartie nahegelegt wird. Freilich ist ja auch ein Variiren des Gesteinscharakters in ziemlich weiten Grenzen auf engem Raum nicht ausgeschlossen. Es mag deshalb die Entscheidung einstweilen aufgeschoben bleiben und das Gestein nach dem Charakter der Hauptmasse seinen Platz hier beim phonolithähnlichen Trachyt behalten.

Ein weiteres Glied des normalen Typus der phonolithischen Trachyte ist das Gestein von Eschelbach (oder Dernbach) bei Montabaur, makroskopisch den vorigen ähnlich, etwas grobkörniger, so dass die grösseren Grundmassenelemente schon mit der Lupe unterscheidbar sind. Die schieferige Structur ist etwas weniger ausgesprochen, die Farbe etwas dunkler.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Grundmasse als gut leistenförmig individualisirt, auch augitführend. Glaszwischenmasse ist nicht erkennbar. Die Grösse der Feldspathelemente ist sehr schwankend, so dass alle möglichen Uebergänge und Abstufungen vorhanden sind, bis zu den wirklichen Einsprenglingen. Die Feldspathleisten tragen theils den Charakter des Sanidins, beziehungsweise Oligoklases, theils gehören sie — namentlich die grösseren

Elemente — basischeren Plagioklasen, zumeist wohl Andesin, an. Die Einsprenglinge selbst bleiben ziemlich klein, es sind theils Sanidine, theils Plagioklase, letztere durchschnittlich etwas basischer (Labrador) als in der Grundmasse. Farbige Einsprenglinge erscheinen nur ganz vereinzelt, gleichsam accessorisch, so einzelne Augit-Magnetitaggregate, auf frühere Hornblende deutend, und wenige kleine Augiteinsprenglinge. Titanit wurde nicht beobachtet. Ein ganz ähnliches Gestein ist das nördlich von Montabaur am Wege nach Staudt anstehende. Seine auffallendste Eigenthümlichkeit ist die ausgezeichnete schieferige Structur, der zufolge es vielfach in ganz dünne ebenflächige Platten spaltet, auf deren Oberflächen die nicht zahlreichen Feldspatheinsprenglinge mit ihrer breiten Seite liegen. Die Grundmasse ist wie beim vorigen Gestein grobkörnig und theilweise schon mit der Lupe auflösbar; die Farbe im frischen Bruch hellgrau, auf den Absonderungsflächen mehr gelblich. Stellenweise besitzt das Gestein desselben Bruches jedoch ein etwas abweichendes Aussehen: weniger vollkommene, aber immer noch sehr deutliche und ebenflächliche Schieferung, dunklere, mehr grüngraue Farbe mit eigenthümlichem Fettglanz. In dieser Ausbildung ist der Habitus ausserordentlich ähnlich den Phonolithen der Gegend. Auch die mikroskopische Untersuchung bestätigt das Vorhandensein zweier Varietäten.

Die eine schliesst sich auf's engste dem vorher besprochenen Eschelbacher Gestein an, nur ist die vorwiegend leistenförmig ausgebildete Sanidin-Oligoklasgrundmasse noch reicher an Augit. Als Einsprenglinge erscheinen nur ganz vereinzelt Sanidine, keine farbigen Minerale. Accessorisch ist nur etwas Apatit zu beobachten, Titanit wurde nicht gefunden. Die zweite Varietät unterscheidet sich wesentlich durch das Fehlen des Augites als Grundmassebestandtheil und etwas grösseren Apatitreichthum.

Die bisher besprochenen Gesteine bilden einen enger zusammengehörigen Complex innerhalb der Gruppe der phonolithischen Trachyte, ebenso gehören die nun folgenden Vorkommen von Isenburg im Saynthal und Arzbach zusammen.

Isenburg zeigt zweifachen makroskopischen Habitus, entweder schieferig, dünn und ebenplattig oder massig, rauh, porös, kaum mit Andeutung von schieferiger Structur, immer ohne makroskopische Einsprenglinge. Unter dem Mikroskope zum Theil ziemlich

feinkörnige, xenomorphe Feldspathgrundmasse, dazwischen grössere lappige Individuen mit wandernder Auslöschung, ohne Zwillingsgrenze, selten leistenförmige Elemente; kein Augit, wenig Magnetit.

Einsprenglinge aller Art fehlen dieser Form so gut wie ganz, die einzige Andeutung ist ein einzelnes Augithaufwerk, auf ursprüngliche Hornblende hinweisend.

Im Gegensatz hiezu zeigen andere eine ganz hervorragend schöne, leistenförmige Ausbildung ihrer Sanidingrundmasse, nahezu vollkommen parallele Lagerung aller Leisten, so dass beinahe im ganzen Gesichtsfeld gleichzeitig Dunkelheit eintritt, da nur wenige Leisten eine von der herrschenden Richtung abweichende Lage haben. Wieder andere Stücke halten ungefähr die Mitte zwischen der körnigen und der leistenförmig ausgebildeten Grundmasse. Zuweilen tritt Augit als quantitativ nicht sehr erheblicher Gemengtheil in die Grundmasse ein, meist fehlt er. Auch etwas grössere Augite werden als Einsprenglinge vereinzelt gefunden; Feldspath- (Sanidin-) Einsprenglinge sind hier selten und klein. Titanit in sehr unregelmässiger Vertheilung.

Die grossen rostfarbigen Concretionen im Gestein unterscheiden sich nur durch reichliche Imprägnation mit Eisenhydroxyd. Die beiden Arzbacher Köpfe (der grosse und der kleine) oder Teufelsköpfe weisen genau das gleiche Gestein auf: hellgrau mit dem sehr charakteristisch matten, fettartigen Glanz, mehr oder weniger deutlich schieferig, stellenweise etwas porös, dann der entsprechenden Ausbildung des Isenburgers ähnlich werdend, fast ganz frei von Einsprenglingen, dafür die ganze Masse so grobkörnig, dass die einzelnen Theilchen meist mit der Lupe erkennbar sind, dadurch wird das Aussehen fast das eines klastischen Gesteins, etwa einer Grauwacke oder Arkose, ähnlich wie bei dem Gipfelgestein des Lanzenberges und dem gleich zu besprechenden von Hartenfels. Das mikroskopische Bild der Grundmasse entspricht ganz der leistenförmigen Varietät von Isenburg, auch in der durchgängig parallelen Anordnung der Elemente. Neben Sanidin enthält die Grundmasse auch Plagioklas, der Auslöschungsschiefe nach jedoch nicht basischer als Oligoklas.

Neben Feldspath stellt sich ein schwankender, aber nie sehr erheblicher Augitgehalt ein; die mikrolithischen Kryställchen weisen zum Theil die Merkmale des Aegirins auf. Zwischen den krystal-

linen Bestandtheilen ist schmutzigbraunes, körniges Glas, oder statt dessen eine goldgelbe, lebhaft doppelbrechende Masse — wohl ein Zersetzungsproduct jenes — eingeklemmt. Rostbraune Concretionen, die sich nur durch die Imprägnation mit Eisenhydroxyd vom normalen Gestein unterscheiden, sind hier wie bei Isenburg verbreitet. Es fehlen alle Einsprenglinge, sowie accessorische Gemengtheile.

Am Nordwestfusse der Steinburg, im Dorfe Hartenfels, steht ein Gestein an, das dem vorigen im Habitus vollkommen gleicht, nur ist seine Masse noch grobkörniger. Auch hier fehlen Einsprenglinge so gut wie ganz, die Structur ist grob schieferig. Die Masse ist, wie man unter dem Mikroskope erkennt, vollständig individualisirt, ein Gemisch grossleistenförmiger, sowie auch breiter, lappig oder blattartig gestalteter Feldspathindividuen, meist Zwillinge, häufig aber mit wandernder Auslöschung ohne scharfe Zwillingsgrenze. Zumeist ist es Sanidin, als solcher auch an der schwachen Lichtbrechung erkennbar, daneben treten auch Oligoklasleisten auf. Einzelne, etwas grössere, aber doch kaum als Einsprenglinge zu bezeichnende Feldspathe haben rechteckigen oder quadratischen Umriss ohne Zwillingsbildung und sind durch ihr optisches Verhalten, besonders Lichtbrechung, zweifellos als Sanidine gekennzeichnet. Grüne Augitkryställchen sind der Masse reichlich beigemischt, vielfach mit Säumen von Aegirinsubstanz; selbständige Aegirinkryställchen sind dagegen verhältnismässig selten.

Ganz verschieden von den bisher besprochenen ist das Gestein vom Hülsberg; ebenfalls ein phonolithähnlicher Augittrachyt, jedoch von anderer Ausbildung. Schieferige Structur ist bei ihm kaum angedeutet. Im Gegensatz zu der Armuth der vorhergehenden Gesteine an Einsprenglingen aller Art ist er reich an wohlausgebildeten, tafelförmigen (nach {010}) Sanidinen von durchschnittlich 5 Millimeter Länge und wird hiedurch einer anderen Gruppe von Phonolithen unseres Gebietes ähnlich. Das auffallendste äusserliche Merkmal ist ein eigenthümlich buntes Aussehen, verursacht durch unregelmässige dunkle Flecke und Schlieren auf hellgrauem Grunde; an einer tieferen Stelle des grossen, in diesem Gesteine angelegten Bruches findet sich eine etwas abweichende Ausbildung von hellerer Farbe, infolge Zurücktretens der dunklen Flecken, mit zweierlei Feldspatheinsprenglingen, indem zu dem klaren, glasigen Sanidin sich trübe Feldspathe gesellen. Die naheliegende Vermuthung, dass

hier grössere Plagioklaseinsprenglinge vorlägen, wird jedoch durch die mikroskopische Untersuchung nicht bestätigt. Ausser dem Feldspath sind nur noch vereinzelt kleine Hornblendeprismen zu bemerken.

Unter dem Mikroskope zeigt sich die helle Grundmasse vorwiegend aus Feldspath, theils in Leistenform, theils mehr in körnigen und blättrigen Elementen zusammengesetzt. Dieser Grundmassefeldspath ist durchweg Sanidin. Dazu gesellt sich reichlich hellgelblichgrüner Augit in mikrolithischen und auch grösseren Kryställchen; solche mit Aegirinhabitus sind höchstens ganz vereinzelt vorhanden; Magnetit wenig. Feldspatheinsprenglinge sind zahlreich, ziemlich gross, weitaus überwiegend Sanidin, meist mit unregelmässiger Begrenzung, corrodirt aussehend; fast immer mit wandernder Auslöschung, wie von erlittenem Druck. Daneben seltenere Plagioklase. Von Bisilicaten findet sich mehrfach hellgrüner Augit als Einsprengling, seltener Hornblende mit dem üblichen Augit-Magnetitsaum. Titanit ist ziemlich reichlich vorhanden, Apatit spärlicher.

Schliesslich sind noch zwei einander sehr ähnliche Gesteine zu erwähnen, von Dahlen und Heilberscheid, die sich im makroskopischen Habitus eng den schieferigen Gliedern der phonolithischen Trachyte anschliessen; im übrigen eine so indifferente petrographische Ausbildung zeigen, dass man über ihre Einordnung zweifelhaft sein kann, zumal in beiden Aufschlüssen kein frisches Gestein zu gewinnen ist. Bei dem Vorkommen von Dahlen erkennt man eine in lappig-blätterigen Formen ausgebildete Feldspathgrundmasse mit deutlicher Glasbasis, dazwischen kleine, hellgelbliche, längsfaserige Leistchen mit ziemlich geringen Interferenzfarben und grosser Auslöschungsschiefe, jedenfalls in Zersetzung begriffene augitische Elemente. Magnetit ist recht spärlich, die ganze Masse sehr hell. Als Einsprenglinge sind nur ganz vereinzelte kleine Sanidine zu nennen; ausserdem sieht man längliche Magnetithäufchen, wohl aus Hornblende, vielleicht auch aus Biotit entstanden. Titanit ist in kleinen Körnchen vorhanden. Dem Gesteine von Heilberscheid fehlen die Augite der Grundmasse, diese zeigt eine aus Leisten, Lappen und Rechtecken von Feldspath gemischte Zusammensetzung, im übrigen könnte seine Beschreibung nur eine Wiederholung des soeben über das Dahlener Gestein Gesagten sein.

2. Andesittrachyt.

Der wichtigste und verbreitetste Gesteinstypus unseres Gebietes weist in seinen einzelnen Vertretern einen ziemlich einheitlichen, an den verschiedenen Fundorten nur wenig variirenden Habitus auf.

Es sind fast durchweg hellgraue, seltener gelbliche Gesteine mit gleichmässig dichter, feinkörniger Grundmasse. Porphyrische Einsprenglinge treten, namentlich am frischen Gestein, meist wenig hervor. Es sind vorwiegend Feldspathkrystalle, die aber selten die Grösse von einem Centimeter erreichen oder gar übersteigen. Sonstige makroskopische Einsprenglinge erscheinen meist nach Grösse und Zahl völlig untergeordnet. Es treten in dieser Weise auf: Hornblende in dünnen, ebenfalls meist kaum über einem Centimeter langen Prismen mit ziemlich guter krystallographischer Begrenzung, sowie Biotit in regelmässigen sechsseitigen Blättchen von 1—2 Millimeter Durchmesser, selten grösser.

Unter dem Mikroskope zeigen die Gesteine dieser Gruppe meist eine reine Feldspathgrundmasse, fast ohne Beimengung anderer Mineralelemente. Ausser Feldspath ist fast nur noch Magnetit in feinen Körnchen, und auch dieser in der Regel ziemlich spärlich vorhanden. Die farbigen Gemengtheile betheiligen sich nur selten und dann nur in untergeordneter Weise an der Zusammensetzung der Grundmasse; am häufigsten feine, hellgelbliche Leistchen, die sehr leicht der Zersetzung erliegen und wahrscheinlich augitischer Natur sind. In anderen Fällen finden sich winzige Biotitschüppchen der Grundmasse beigemengt, dagegen tritt Hornblende nur ganz ausnahmsweise darin ein. Nicht selten haben sich zwischen diesen Mineralgemengtheilen grössere oder kleinere Reste von Glasbasis erhalten. Die Individualisirung des Hauptcomponenten, des Feldspathes, ist meist eine vorzüglich leistenförmige. Die Leistchen erweisen sich stets als einfache Zwillinge. Ihre Auslöschung ist eine völlig gerade, also für beide Hälften gleichzeitige in allen Fällen, wo die Grenze scharf, das heisst der Schnitt senkrecht zur Symmetrieebene geführt ist. Diese Mikrolithen müssen also entweder Sanidin oder Oligoklas sein. Gegen letzteren spricht das durchgängige Fehlen polysynthetischer Lamellirung.

Das Lichtbrechungsvermögen der Leistchen im Vergleich mit Canadabalsam zeigt entweder keinen merklichen Unterschied oder

es ist, namentlich bei etwas grösseren Individuen, deutlich geringer. Die Feldspathmikrolithen der Grundmassen müssen somit als Sanidin gelten. Seltener und daher für unsere Gesteine nicht als typisch anzusehen sind die krystallographisch unvollkommener ausgebildeten Formen der Grundmasse mit unregelmässiger, feinkörniger Individualisirung ihres Feldspathes.

An Einsprenglingen erweisen sich die meisten Vertreter der Gruppen auch unter dem Mikroskop als ziemlich arm. Feldspath in beiderlei Formen ist — wie auch makroskopisch — weitaus am häufigsten. Für einen grösseren oder geringeren Theil der meist ziemlich zahlreichen ungestreiften Individuen lässt sich stets die Zugehörigkeit zum Sanidin nachweisen durch die gerade, beziehungsweise gegen die Hauptspaltrichtung (001) nur wenig geneigte (4—6°) Auslöschung, sowie das geringe, unter demjenigen des Canadabalsams bleibende Lichtbrechungsvermögen. Neben dem eigentlichen Sanidin sieht man nicht selten Exemplare mit feiner, wie mikroperthitisch erscheinender Faserung, zuweilen auch mikroklinartiger Gitterstreifung, vermuthlich Anorthoklas. Diese besitzen auch in der Regel stärkere Lichtbrechung und übertreffen darin noch etwas den Canadabalsam. Weiter sind sowohl der eigentliche Sanidin wie der Anorthoklas ausgezeichnet durch den Mangel äusserer Krystallbegrenzung, sowie durch die ausgesprochene Neigung, sich zu unregelmässigen, knäuelartigen Haufwerken zu gruppiren.

Für die Plagioklase wurden an Schnitten, die annähernd senkrecht zu (010) geführt sind, Maximalauslöschungen von 18—20° (selten bis zu 25°) festgestellt, Werte die — nach Michel-Lévy — entweder Albit oder Andesin anzeigen.

Schnitte parallel (010), die aber verhältnismässig selten beobachtet wurden, zeigen zonaren Bau mit einer von aussen nach innen zunehmenden (allerdings unterbrochen durch Recurrenzen) Auslöschungsschiefe von 0—6°, gegen die Hauptspaltrichtung nach (001) gemessen. In Verbindung mit den zuvor angeführten Werten würde daraus auf einen recht sauren Andesin, für die Randzone sogar auf Oligoklas zu schliessen sein.

Die sonstigen Einsprenglinge sind quantitativ recht unerheblich und bieten wenig Bemerkenswertes. Von den farbigen Gemengtheilen ist in der Regel entweder Hornblende oder Biotit aus-

schliesslich vorhanden oder doch vorherrschend; seltener treten beide ungefähr gleichwertig nebeneinander auf.

Die Hornblende zeigt in der Regel gute Krystallausbildung, namentlich in der Prismenzone, das heisst im Querschnitt. Längsschnitte lassen dagegen terminale Begrenzung meist vermissen. Die Farbe ist ein ziemlich helles Braun, seltener mit einem Stich in's Grünliche. Pleochroismus und Absorptionsunterschiede sind geringer als sonst bei ähnlichen Vorkommen, daher die durchschnittlich hellere Farbe. Die Krystalle sind entweder vollkommen frisch oder auch theilweise serpentinisirt. Opacitsäume kommen bei diesen Hornblenden kaum vor, höchstens ein ganz schmaler Rand von Erzkörnchen.

Auch die für die siebengebirgischen Vorkommen so charakteristischen braunrothen Streifen fehlen hier oder sind nur schwach angedeutet.

Von der bei den eigentlichen, typischen Trachyten besprochenen Umwandlung in Augit wurden bei dieser Gruppe nur ganz vereinzelt Spuren beobachtet. Augit tritt nur in wenigen Vorkommen und dann spärlich als Einsprengling auf, meist mit sehr unvollkommener krystallographischer Begrenzung, von licht graugrüner bis hellgrasgrüner Farbe ohne merklichen Pleochroismus.

Biotit zeigt, wo er hier überhaupt auftritt, keine besonderen Eigenschaften. Häufig ist er stark zersetzt und fast unkenntlich geworden. Von accesorischen Mineralien ist am häufigsten Apatit in feinen Krystallnädelchen und kurzen, dicken Prismen.

Zirkon in einzelnen Kryställchen und Körnchen ist ebenfalls ziemlich allgemein verbreitet.

Titanit ist nur selten reichlicher vorhanden und scheint vielen Vorkommen ganz zu fehlen.

Die einzelnen Vorkommen andesittrachytischer Gesteine.

Die grosse Zahl der hieher gehörigen Gesteine lässt sich trotz des allen im wesentlichen gemeinsamen Habitus doch noch in weitere Untergruppen zerlegen, da bei einigen Vorkommen der trachytische Charakter deutlich hervortritt, andere in fast unmerklichem Uebergang zum Andesit hinleiten, während die Mehrzahl den indifferenten Charakter einer Zwischengruppe besitzt.

Am bestimmtesten ausgesprochen ist die Zugehörigkeit zum Trachyt bei einer kleinen Gruppe von Gesteinvorkommen in der Gegend von Helferskirchen, Niedersayn und Ewighausen. Drei davon sind um den Fuss des Herrenheck, eines basaltischen, beiderseits von Phonolith begleiteten Rückens gruppirt, das vierte liegt in geringer Entfernung nördlich davon bei Ewighausen. Ob zwischen diesen so ähnlichen Gesteinen, deren Fundpunkte auf einer ziemlich geraden nordsüdlich verlaufenden Linie angeordnet sind, ein näherer Zusammenhang besteht, muss bei der mangelhaften Natur der Aufschlüsse dahingestellt bleiben. Die drei Fundpunkte am Herrenheck zwischen Helferskirchen und Nieder-Sayn sind neu und finden sich auf der Karte der preussischen geologischen Landesaufnahme nicht verzeichnet.

Der von Helferskirchen und Nieder-Sayn am linken Ufer des niederen Saynbaches führende Weg bildet im Walde mit seiner Böschung einen unbedeutenden Aufschluss in trachytischem Gestein. Makroskopisch erkennt man in einer feinkörnigen, hellgrauen Grundmasse zahlreiche ziemlich grosse, das heisst circa ein Centimeter lange Einsprenglinge von Feldspath, nach dem mikroskopischen Befunde wahrscheinlich vorwiegend Sanidin, wenigstens ist auch mit der Lupe keine Zwillingsstreifung zu erkennen. Die krystallographische Begrenzung dieser Einsprenglinge ist eine ziemlich unvollkommene und gibt nur im Groben die Feldspathform an, die Rauheit der Flächen und starke Rundung der Kanten vereiteln eine specielle Deutung der vorhandenen Combinationen. Andere Mineralien erscheinen nur ganz vereinzelt in makroskopischen Einsprenglingen, und zwar kleine Prismen von Hornblende, selten etwas grössere Krystalle, hin und wieder Biotit, dessen Individuen aber hier eine ungewöhnliche Grösse — bis ein Centimeter Durchmesser — erreichen, und etwas grössere Körnchen von schwarzem Erz. Unter dem Mikroskop sieht man eine vollständig individualisirte Feldspath-Grundmasse von etwas ungleichmässiger Ausbildung ohne erkennbare Reste von Glasbasis. Die leistenförmigen Elemente der Grundmasse geben sich durch die früher angeführten Merkmale als Sanidin zu erkennen. Daneben erscheinen zahlreich mehr rechteckige und unregelmässig lappige Formen verschiedener Grösse, wodurch ein vollständiger Uebergang von den Grundmasse-Individuen zu den eigentlichen Einsprenglingen hergestellt wird. Unter letzteren, den Feldspath-Einsprenglingen, herrscht Sanidin bei weitem vor. Nur die kleineren Individuen besitzen

gute Krystallbegrenzung, die grösseren zeigen die eingangs erwähnte Ausbildungsform, nämlich unregelmässige Begrenzung bei ausgesprochener Neigung zu knäuelartiger Anhäufung.

Glas ist oft in bedeutender Menge der Sanidinsubstanz eingewachsen, und zwar stets in regelloser Vertheilung. Auch beobachtet man häufig eine unregelmässige Durchdringung eines Krystalls mit anders auslöschender Feldspathsubstanz.

Individuen mit perthitähnlicher Streifung oder mikroklinartiger Gitterstructur, deren als wahrscheinlich zu Anorthoklas gehörig schon früher gedacht wurde, sind gleichfalls nicht selten.

Die an Zahl und Grösse weit untergeordneten Einsprenglinge von Plagioklas zeichnen sich, abgesehen von der charakteristischen Zwillingsstreifung, schon in ihrer äusseren Erscheinung durch weit regelmässigere Bildung gegenüber dem Sanidin aus. Sie erscheinen meist in breit tafelförmigen Individuen mit geradliniger krystallographischer Begrenzung. Die ebenfalls oft reichlichen, aber kaum so massenhaft wie im Sanidin auftretenden Interpositionen — Glas und Biotitschüppchen — sind immer deutlich zonar angeordnet oder central gehäuft. An dieser Regelmässigkeit der äusseren Begrenzung und des inneren Baues sind die Plagioklase schon ohne Anwendung des Analysators mit ziemlicher Sicherheit von den sanidinartigen Einsprenglingen zu unterscheiden. Manche an sich gut idiomorph begrenzte Plagioklase sind von einem Saum ungestreifter Feldspathmasse umgeben, der nach aussen zwar im allgemeinen die Form des Kernkrystalles bewahrt, aber unregelmässig zackige oder buchtige Conturen besitzt.

Die farbigen Einsprenglinge treten nur in geringer Menge auf; am häufigsten noch Hornblende in kleinen bis mittelgrossen Krystallen, hier ausnahmsweise mit breitem Opacitrand, vielfach auch ihre frühere Anwesenheit, namentlich bei den kleineren, nur noch durch die zurückgebliebenen Magnetitaggregate verrathend.

Biotit, dessen vereinzelte grosse Einsprenglinge makroskopisch so auffallend erscheinen, findet sich ebenfalls nur ziemlich spärlich und meist zersetzt. Ganz sporadisch tritt ausserdem noch hellgrüner Augit als Einsprengling auf.

Von accessorischen Mineralien ist Apatit reichlich in grossen Krystallen vertreten, sonst nur noch wenig Zirkon; Titanit scheint zu fehlen.

In unmittelbarer Nähe dieses Aufschlusses finden sich im Walde lose Blöcke eines trachytischen Gesteins, das aus diesem Grunde trotz seiner abweichenden Beschaffenheit gleich hier besprochen werden möge. Die auffallendste Eigenthümlichkeit ist die sonst ganz ungewöhnliche fleckig dunkelgraue und braunrothe Farbe der sehr feinkörnigen Grundmasse. Weisse Feldspath-Einsprenglinge sind zwar zahlreich, aber ziemlich klein und meist ohne deutliche Krystallbegrenzung. Unter dem Mikroskope zeigt sich eine undeutlich individualisirte, vorwiegend feinkörnige Feldspath-Grundmasse, arm an Magnetit, aber reichlich imprägnirt mit winzigen braunrothen und gelblichen Schüppchen, letztere mit hohen Interferenzfarben und deutlichem, wenn auch nicht sehr kräftigem Pleochroismus. Die seltenen, besser leistenförmig ausgebildeten Feldspath-Individuen der Grundmasse zeigen einfache Zwillingstheilung und gerade Auslöschung. Die nicht sehr reichlichen Feldspath-Einsprenglinge zeigen meist Zwillingsstreifung; ungestreifte, sanidinartige sind selten. Von farbigen Gemengtheilen ist nur Biotit, meist unter Erzausscheidung zersetzt, und weniger Hornblende vorhanden; accessorisch Apatit in geringerer Menge als im vorigen Gestein, dagegen Zirkon ziemlich reichlich.

Besser charakterisirt ist das Gestein eines kleinen Aufschlusses am Fuss des Herrenheck (I), südlich von jenem Fundpunkt. In der sehr hellen Grundmasse fallen am meisten die ziemlich reichlichen Einsprenglinge von glänzend schwarzer Hornblende in's Auge, meist kleine schlanke Prismen; vereinzelt wurde auch ein grösserer Krystall von zwei Centimeter Länge und ein Centimeter Dicke gefunden, dagegen fehlt Biotit vollständig. Auch die Feldspath-Einsprenglinge sind ziemlich reichlich, sie scheinen schon stark angegriffen und dadurch im Innern löcherig und vielfach rostbraun gefärbt. In einem Stück findet sich auch Titanit in makroskopischen Kryställchen von der bekannten Briefcouvertform.

Die Grundmasse zeigt unter dem Mikroskope eine selbst für diese Gesteine ungewöhnlich schöne, leistenförmige Individualisirung. Unter den Einsprenglingen von Feldspath tritt der Sanidin in ähnlicher Weise wie bei dem zuerst besprochenen Gestein ohne eigene Krystallbegrenzung, zu unregelmässigen Gruppen vereinigt, auf. Plagioklas-Einsprenglinge sind hier häufiger und grösser.

Hornblende ist, dem makroskopischen Befunde entsprechend, als Einsprengling ziemlich reichlich vorhanden, meist recht frisch

(nur die Ränder zeigen die Umbildung in Augit und Ausscheidung von Magnetit) mit braunen bis ölgrünen Farben.

Das Fehlen des Biotits wurde schon hervorgehoben.

Augit erscheint ziemlich vereinzelt in kleineren Einsprenglingen von grüngrauer Farbe.

Unter den accessorischen Gemengtheilen ist vor allen Dingen der Titanit zu erwähnen, daneben Apatit und Zirkon.

In geringer Entfernung von diesem befindet sich ein anderer kleiner Aufschluss am Fuss des Herrenheck (II), dessen Gestein sich dem bisher besprochenen eng anschliesst. Makroskopisch ist wegen der vorgeschrittenen Verwitterung nur eine sehr lockere, bröckelige, fast weisse Masse zu erkennen; die Feldspath-Einsprenglinge sind meist herausgewittert und haben entsprechende Löcher hinterlassen.

Von farbigen Gemengtheilen sind makroskopisch nur vereinzelt Biotitblättchen zu bemerken. Unter dem Mikroskope zeigt sich eine zwar feinere, aber deutlich leistenförmige Individualisirung der Grundmasse ohne erkennbare Glasreste.

Magnetit ist nur sehr wenig vorhanden, daher das Gestein sehr hell. Unter den reichlichen Feldspatheinsprenglingen ist Sanidin in derselben Ausbildung und Gruppirung wie bei den vorhergehenden Vorkommen durchaus vorherrschend, während Plagioklas fast ganz fehlt. Von farbigen Gemengtheilen finden sich nur wenige kleine Biotitblättchen; Hornblende und Augit fehlen. Accessorisch tritt Titanit in geringer Menge auf, ausserdem Zirkon.

Ausgesprochen trachytischen Charakter besitzt auch ein Gestein, das bei Ewighausen, südlich von diesem Orte und westlich von der nach Helferskirchen führenden Strasse an einem Feldwege nur sehr mangelhaft aufgeschlossen ist. Makroskopisch erscheint es rauh und porös, ziemlich abweichend von den gleichmässig dichten, feinkörnigen Grundmassen der übrigen Gesteine.

Unter dem Mikroskope zeigt sich eine sehr helle, magnetitarme, vorwiegend leistenförmig individualisirte Feldspathgrundmasse, in dieser verstreut sehr reichliche Einsprenglinge von Sanidin in derselben Ausbildung, wie bei den vorigen Gesteinen beschrieben. Plagioklas tritt bis zum Verschwinden zurück. Ebenso sind farbige Gemengtheile nur in verschwindender Menge vertreten durch Haufwerke von Magnetitkörnchen, sowie serpentinische Massen,

die beide ihrer Form nach aus Hornblende hervorgegangen zu sein scheinen.

Titanit ist äusserst spärlich; sonstige accessorische Gemengtheile sind fast gar nicht vorhanden.

Als letztes Glied soll in dieser Gruppe der deutlich trachytischen Gesteine noch dasjenige Aufnahme finden, das östlich von Ewighausen am Wege nach Nieder-Sayn und Blaumhöfen etwas besser als voriges aufgeschlossen ist. Auf der Specialkarte der preussischen geologischen Landesaufnahme, Blatt Westerburg, ist gleich unterhalb diesem noch ein zweites Andesitvorkommen angegeben. Ich vermochte keine Spur davon zu finden. Wenn es wirklich existirt, ist es jedenfalls jetzt nicht aufgeschlossen. Dasselbe gilt von den ebendort auf der gegenüberliegenden, südlichen Thalseite verzeichneten Andesitpunkten.

Das hier in Rede stehende Vorkommen von andesitischem Trachyt besitzt eine hellgraue, feinkörnige Grundmasse, in der Einsprenglinge — Feldspath und Hornblende — nur ziemlich spärlich liegen, sowie unvollkommen schieferige Structur.

Mikroskopisch erkennt man die Zusammensetzung der Grundmasse aus vorwiegend leistenförmigen, zum Theil auch lappigen Feldspathen, namentlich jene mit deutlichem Sanidincharakter. Die spärlichen Einsprenglinge von Feldspath gehören vorwiegend einem Plagioklas an. Der schon ziemlich veränderte Zustand erschwert die Unterscheidung und nähere Bestimmung der Feldspathe.

Als farbiger Gemengtheil ist Hornblende, frisch, ziemlich reichlich vorhanden; das Gestein dadurch, wie auch im ganzen dem vom Herrenheck (I) ähnlich.

Zwei weitere Gesteinsvorkommen dürften hier anzureihen sein, da sie wahrscheinlich nur eine besonders glasreiche Ausbildung dieses Typus darstellen. Das eine ist das schon bei Besprechung der Lagerungsverhältnisse erwähnte Gestein nördlich von Ewighausen, am oberen Ende des von Maxsayn heraufziehenden Thales. Makroskopisch zeichnet es sich durch rauhe, poröse Beschaffenheit und grosse Armuth an Einsprenglingen, worunter farbige fast ganz fehlen, am auffälligsten aus. Unter dem Mikroskope erkennt man eine sehr helle Feldspath-Glasgrundmasse mit ganz vorzüglicher Ausbildung der Feldspathleisten, die überhaupt in diesen Gesteinen der Zunahme an Glasgehalt parallel zu gehen pflegt. Einfache Zwillings-

bildung mit gerader Auslöschung ist unter diesen Kryställchen durchaus herrschend. Glasbasis ist ziemlich reichlich als zwischengeklemmte Masse, häufig auch in kleinen Tümpeln vorhanden. Sie zeigt eine ziemlich starke Imprägnation, mit feinen Körnchen, die man bei schwächerer Vergrösserung sämmtlich für Magnetit zu halten geneigt sein möchte. Bei Anwendung der stärksten Vergrösserungen jedoch wird ein grosser Theil dieser Körperchen dunkelbraun durchscheinend, andere sogar glashell durchsichtig.

Es sind also wohl Entglasungsproducte von verschiedener, aber kaum näher bestimmbarer Natur. Es müssen namentlich die farblosen starkes Lichtbrechungsvermögen besitzen, da ihre scheinbare Undurchsichtigkeit bei schwacher Vergrösserung nur auf dem Auftreten eines breiten Randes totaler Reflexion beruhen kann.

Eine besondere Structureigenthümlichkeit kennzeichnet noch diese glasreiche und zugleich poröse Ausbildungsweise, nämlich eine von der rein fluidalen abweichende, mehr divergentstrahlige Anordnung der krystallinen Grundmasseelemente, die auch bei dem folgenden zu beobachten ist. Einsprenglinge zeigen sich auch mikroskopisch nur sehr vereinzelt und in ziemlich kleinen Individuen; von Feldspath beide Arten, doch vorwiegend ungestreifte. Als farbiger Gemengtheil ist fast nur Hornblende vorhanden in wenigen kleinen Einsprenglingen, oft serpentinisch umgewandelt, Biotit nur ganz untergeordnet. Von accessorischen Gemengtheilen ist nur ein wenig Apatit zu bemerken.

Ein zweiter Vertreter dieser glasreichen Ausbildung ist das bei Nieder-Ahr anstehende, an dem Bergabhang westlich über diesem Dorfe in mehreren flachen Gruben aufgeschlossene Gestein, das mit vorigem fast völlig übereinstimmt.

Die Feldspathleisten der Grundmasse zeigen vielfach Abweichung von der geraden Auslöschung und es erreicht die gegenseitige Neigung der Dunkelstellung in beiden Hälften circa 15°. Zuweilen erkennt man auch polysynthetische Lamellirung. Die Mehrzahl scheinen indessen einfache Zwillingsleisten des Sanidin zu sein. Einer sicheren Bestimmung steht der schlechte Erhaltungszustand entgegen. Die Zugehörigkeit des Gesteins zur trachytischen Gruppe kann daher nicht mit Bestimmtheit ausgesprochen werden.

Eine besondere kleine Gesteinsgruppe ist durch die Betheiligung farbiger Gemengtheile an der Zusammensetzung der Grund-

masse charakterisirt: Johanniskopf bei Ober-Ahr, ein Vorkommen südwestlich Maxsayn, ein drittes südlich Stahlhofen. Die isolirte Lage der drei Aufschlüsse, von denen nur der erste einigermassen nennenswerte Ausdehnung besitzt, gestattet keinerlei Schlüsse auf etwaige Beziehung untereinander oder zu anderen Vorkommen.

Makroskopisch zeigt das Gestein vom Johanniskopf eine sehr dichte, feinkörnige Grundmasse, in der nur kleine Einsprenglinge nicht allzu reichlich verstreut sind; dabei ist verhältnismässig viel Hornblende zu bemerken. Die Gesammtfarbe ist merklich dunkler als bei allen bisher betrachteten Gesteinen.

Ein Schliff lässt bei mikroskopischer Betrachtung eine gewisse Aehnlichkeit mit den Gesteinen der zuletzt besprochenen Gruppe hervortreten. Die Grundmasse ist gleichfalls reich an Glasbasis, ihr Feldspath, Sanidin, vorzüglich leistenförmig ausgebildet und in gleicher Weise wie dort strahlenförmig gruppirt. Den Hauptunterschied dagegen bildet die Anwesenheit eines farbigen Grundmassegemengtheiles. Dieser tritt hier als kleine, braune, stark dichroitische Schüppchen auf, deren Deutung bei den winzigen Dimensionen vielleicht unsicher wäre, wenn nicht etwas grössere Exemplare mit Sicherheit die Charaktere der Hornblende erkennen liessen. Magnetitkörnchen sind hier etwas reichlicher, als wir bisher gefunden. Dies und die Hornblendebeimengung erklärt zur Genüge die dunklere Färbung. Unter den wenigen Feldspatheinsprenglingen ist Sanidin nicht mit Sicherheit zu erkennen. Die gestreiften Feldspathe zeigen das gewöhnliche, auf sauren Andesin deutende Verhalten. Braune, auffallend frische Hornblende ist ziemlich reichlich, allerdings auch nur in kleineren Einsprenglingen. Das Gestein entfernt sich offenbar erheblich vom trachytischen Typus. Das Fehlen oder doch die Seltenheit des Sanidins, das reichlichere Auftreten von Hornblende, in zwei Generationen, müssen vielleicht das Gestein als Andesit erscheinen lassen. Seine Behandlung an dieser Stelle rechtfertigt sich aber wohl durch die Beziehungen zu den vorhergehenden und folgenden.

Bei den beiden anderen Gesteinen ist der farbige Grundmassebestandtheil ein Augitmineral.

Die Grundmasse der von Maxsayn stammenden Stücke scheint wohl hauptsächlich wegen vorgeschrittener Zersetzung der an der Oberfläche umherliegenden Proben weniger deutlich individualisirt und ist jedenfalls weniger gut leistenförmig ausgebildet. Es herrschen

vielmehr rechteckige und quadratische Elemente. Den meisten scheint gerade Auslöschung eigen, und auch die schwache Lichtbrechung zeigt Sanidin an. Das Pyroxenmineral, quantitativ übrigens kein sehr beträchtlicher Grundmassecomponent, hat die Form hellgelblicher längsfaseriger Leisten, hohe Interferenzfarben und eine sehr constante Auslöschungsschiefe von circa 42—43°. Ferner ist noch Glasbasis vorhanden, Magnetit wiederum etwas reichlicher, und eine körnige gelbe Masse, wohl dem „Goldgelb" (Grosser's, a. a. O. 88) entsprechend.

Die wenig zahlreichen Feldspatheinsprenglinge tragen vorwiegend den Charakter des Sanidins. Als farbige Einsprenglinge finden sich hier Hornblende, Biotit und Augit nebeneinander. Erstere ziemlich frisch, nur mit schmalen Zersetzungsrändern, an denen auch die Augitneubildung zu beobachten ist. Augit als Einsprengling von der gewöhnlichen blassgrünen, bald in's Graue, bald in's Gelbe ziehenden Farbe mit geringem Pleochroismus.

Biotit in frischem Zustande wird kaum mehr gefunden. Durch Zersetzung und Ausscheidung von Magnetit ist er fast unkenntlich geworden.

Accessorisch ist Apatit, in mässiger Menge, und vereinzelte Kryställchen von Titanit vorhanden.

Durch reichlicheren Augitgehalt der Grundmasse ausgezeichnet ist das bei Stahlhofen in einem sehr kleinen Aufschluss anstehende Gestein, makroskopisch dunkelgrau, sehr dicht, mit sehr kleinen Einsprenglingen von Feldspath und wenig Biotit Die Sanidingrundmasse ist besser leistenförmig entwickelt als bei vorigem, der augitische Gemengtheil gleicher Art; daneben etwas „Goldgelb". Magnetit ziemlich reichlich, entsprechend der verhältnismässig dunklen Farbe. Einsprenglinge sind überhaupt spärlich; Plagioklas (Sanidin wenigstens nicht sicher zu erkennen), grauer Augit, an Stelle von Hornblende secundäre Mineralaggregate, Biotit in gleicher Weise zersetzt wie im vorigen Gestein.

Ausserdem viel Apatit in kurzen, dicken Prismen.

Die nun folgende Gruppe enthält die an Masse bedeutendsten Vorkommen trachytischen Gesteins im Westerwald, deren Verbreitungsmittelpunkte bei Wölferlingen und Selters gewissermassen den Kern der Westerwälder Trachyte darstellen. Ihre ungewisse petrographische Stellung wurde schon betont. Der typische Habitus ist der

eines äusserst hellfarbigen Gesteins, in dessen gleichmässiger, dichter Grundmasse ziemlich reichlich Feldspatheinsprenglinge, zum Theil jedenfalls Sanidin, liegen. Farbige Gemengtheile sind in der Regel selten oder ganz abwesend. Die Grundmasse erweist sich unter dem Mikroskope als rein feldspathig, mit mehr oder weniger reichlichem Teig von Glasbasis; Magnetitkörnchen sind darin stets nur sehr spärlich enthalten, farbige Elemente meist gar nicht vertreten.

Am deutlichsten ausgeprägt erscheint die Eigenart dieses Typus bei dem unmittelbar bei dem Dorfe Wölferlingen in grossen Brüchen schön aufgeschlossenen Gestein.

Die schön hellgraue Gesammtfarbe wird nur wenig unterbrochen von den ziemlich reichlichen, aber nicht grossen Feldspatheinsprenglingen, die entweder als matte, weisse Flecken oder heller, glasig erscheinen, in letzterem Falle wohl Sanidin sind. Farbige Einsprenglinge fehlen fast ganz; nur hier und da findet man ein einzelnes Biotitblättchen oder fast nadelartig feine Hornblendeprismen. Von diesem sehr gleichförmigen, dichten, hellen Normalgestein, heben sich sehr auffällig die sogenannten „Lebern“ (Ausscheidungen) mit ihrer dunkleren Farbe und porös zelligen Beschaffenheit ab.

Die Grundmasse erscheint fast vollständig individualisirt. Neben den kleinen, aber gut ausgebildeten Zwillingsleisten des Sanidins finden sich auch breitere, unregelmässige, lappige Elemente, ungestreift mit wandernder Auslöschung, die wohl derselben Species zugehören dürften. Glasbasis ist dazwischen kaum erkennbar, farbige Gemengtheile höchstens ganz vereinzelt, Magnetitkörnchen sehr spärlich, die ganze Masse somit äusserst hell, fast durchweg farblos.

Unter den meist nicht allzu zahlreichen Feldspath-Einsprenglingen erscheint neben deutlichem Plagioklas auch reichlich Sanidin, beide mit den schon mehrfach hervorgehobenen Merkmalen, sowie die als Anorthoklas gedeuteten Formen.

Die farbigen Gemengtheile sind nur durch einzelne Biotitblättchen, zum Theil zersetzt unter Magnetitausscheidung, vertreten. Dazu kommen accessorisch einzelne Krystalle von Apatit und Zirkon.

Hellgrüner Augit als Einsprengling wurde nur in einem Schliff gefunden, ebenso vereinzelt ein Kryställchen von Titanit. Hornblende wurde im normal ausgebildeten Gestein, das heisst ausserhalb der „Lebern“ nie beobachtet.

Mit diesem Wölferlinger Hauptgestein ist das des benachbarten Seider Wäldchens[1]) fast genau übereinstimmend. Die einzige Abweichung besteht in dem Auftreten von Hornblende, die hier den Biotit zum Theil ersetzt, ohne ihn aber ganz zu verdrängen.

Ebenfalls unter sich übereinstimmend sind die beiden anderen Wölferlinger Trachytvorkommen nördlich und südlich vom Dorfe, am Kirchhof und am Wölfersberg.

Sie können als glimmerreiche, hornblendefreie Varietät bezeichnet werden.

Das in seinem äusseren Habitus durch den Mangel an Säulenabsonderung und das eigenthümlich tuffartige Aussehen im Handstück so abweichende Gestein der Brüche bei Weidenhahn reiht sich mit einigen Unterschieden doch ebenfalls hier ein. Die Individualisirung der Grundmasse, deren Hauptbestandtheil auch hier Sanidin, ist eine weniger deutliche, besonders nicht so gut leistenförmige, anscheinend aber doch vollständige. Unter den Feldspath-Einsprenglingen tritt dagegen Sanidin mehr zurück. Biotit ist wie in der vorigen Varietät reichlich vorhanden, aber stets unter Magnetitausscheidung stark zersetzt. Ueberhaupt ist die tiefgehende Zersetzung des Gesteins sehr bezeichnend, da trotz der grossen Ausdehnung des Aufschlusses besonders auch in verticaler Richtung keine frischen Stücke zu erlangen sind. Die Verwitterung ist an der gelben Varietät weiter vorgeschritten als an der grauen, denn das primäre und das durch Zersetzungsvorgänge secundär gebildete Magneteisen ist bei jener grösstentheils in Hydroxyd umgewandelt; ausserdem ist die gelbe Abart ganz mit gelben serpentinischen Neubildungen erfüllt.

Apatit ist reichlich vorhanden, auch Zirkon ziemlich häufig.

Die in diesem Gestein häufiger auftretenden Einschlüsse (siehe oben geologischer Theil) erweisen sich unter dem Mikroskop als veränderte Schiefer, beziehungsweise Hornfelse, charakterisirt hauptsächlich durch das Auftreten von Andalusit, Spinell und Sillimanit,

---

[1]) Es ist dies ein nahe der Strasse nach Langenhahn gelegener Fundort, der auf der geologischen Specialkarte nicht angegeben ist. Dagegen ist das auf jener Karte an derselben Strasse, aber erheblich näher am Orte Wölferlingen verzeichnete Andesitvorkommen dort nicht vorhanden, wie ich mich durch wiederholte eingehende Nachforschungen überzeugen konnte.

also ganz analog den betreffenden Vorkommen der Eifel[1]) und des Siebengebirges.[2]) Auffallend ist nur, dass diese Einschlüsse den übrigen trachytischen Gesteinen des Westerwaldes anscheinend fehlen.

Das Gestein der „Hahn" genannten Kuppe bei, beziehungsweise in Selters, in mehreren Brüchen gut aufgeschlossen, gleicht fast vollkommen dem Hauptgestein von Wölferlingen. Makroskopisch treten als unterscheidend nur kleine Hornblendeprismen, nicht sehr reichlich, und einzeln Biotitblättchen stärker hervor. Die helle Farbe und der trachytische Habitus wird dadurch nicht im geringsten beeinträchtigt. Auch das Mikroskop lässt keine weiteren Unterschiede erkennen. Die sehr helle, vorwiegend gut leistenförmig und anscheinend vollständig individualisirte Grundmasse von ausgezeichneter trachytischer Structur, wohl nur wenig Glasbasis zwischen den Leisten enthaltend, ist dieselbe hier wie dort.

Unter den Feldspath-Einsprenglingen tritt Sanidin etwas zurück, es herrschen Plagioklase vor.

Die Verbreitung der farbigen Gemengtheile entspricht dem makroskopischen Befunde; grössere Hornblenden zeigen sich ziemlich frisch, kleinere oft nur noch durch Magnetithäufchen angedeutet. Accessorisch finden sich Apatit und Zirkon nur in ganz vereinzelten Kryställchen.

Das schlecht aufgeschlossene Gestein am rechten Sayn-Ufer, dem „Hahn" gegenüber, zeigt völlig dieselbe Ausbildung, soweit es der zersetzte Zustand erkennen lässt.

Die beiden aneinander benachbarten Aufschlüsse an der Strasse von Selters und Maxsayn, nahe der Hammermühle, enthalten ein Gestein, das als eine glasreiche Ausbildung des vorigen aufgefasst werden kann. Die fast völlige Identität des Gesteins von beiden Punkten, die nur durch den Alluvialboden des Saynbaches von einander geschieden sind, nöthigt zur Annahme eines unmittelbaren Zusammenhanges. Die Grundmasse stellt sich hier als zusammenhängender Teig heller feinkörniger Glasbasis dar, dem die schön ausgebildeten, theils leistenförmigen, theils mehr rechteckigen oder quadratischen Feldspathelemente ohne ausgesprochen fluidale Anord-

[1]) K. Vogelsang, Beitr. z. Kenntn. d. Trach. u. Bas. d. Eifel. Z. d. D. g. G., 1890, Bd. XLII.

[2]) A. Dannenberg, Stud. an Einschl. i. d. vulc. Gest. d. Siebengeb. Diese Mitth., 1894, Bd. XIV.

nung eingelagert sind. Die Feldspath-Einsprenglinge sind vorwiegend Sanidin, meist ohne Krystallbegrenzung unregelmässig zusammengehäuft, wie so oft in diesen Gesteinen.

Farbige Einsprenglinge sind nur sehr spärlich zugegen, theils nur Biotit, theils daneben, aber untergeordnet, auch Hornblende, letztere von sehr heller Farbe mit nur äusserst schmalem Opacitrand, aber im Innern zum Theil serpentinisch umgewandelt. Titanit und Zirkon finden sich vereinzelt.

Ein ferneres, dieser Gruppe angehöriges Vorkommen (auf der geologischen Specialkarte nicht verzeichnet), aber von entschiedener trachytischem Charakter, ist am rechten Gehänge des Saynthales gleich oberhalb Maxsayn aufgeschlossen. Von den vorigen unterscheidet es die geringere Menge von Glasgrundmasse und die weniger schöne, aber immer noch recht vollkommene leistenförmige Individualisirung des Sanidins. Auch unter den Einsprenglingen ist der Sanidin reichlich vertreten und hier, wie der Plagioklas, meist idiomorph.

Biotit und Hornblende erscheinen nebeneinander als Einsprenglinge, beide etwa in gleich geringer Menge.

Titanit ist reichlich, Apatit und Zirkon spärlich vertreten.

Der Grundmasse eingestreut bemerkt man noch winzige prismatische Kryställchen von vorherrschend gelber bis brauner Farbe, starkem Dichroismus mit fast vollkommener Absorption für ‖ der Längsaxe schwingende Strahlen, zwischen + Nic. äusserst lebhafte Interferenzfarben zeigend. Dies kann wohl nur Rutil sein.

Ziemlich auf der Grenze zum Andesit steht das Gestein von Helferskirchen. Das Verhalten der nicht besonders gut ausgebildeten Feldspathleistchen der Grundmasse lässt noch auf Sanidin oder einen sauren Plagioklas (?Oligoklas) schliessen. Glasgrundmasse ist nur wenig vorhanden. Die reichlichen Feldspath-Einsprenglinge, theils gestreift, theils sanidinartig, zeigen bei wesentlich automorpher Begrenzung doch vielfach randliche Corrosion oder breite, zerfressen aussehende Säume und schliessen viel Glas ein.

Von Bisilicaten ist Hornblende als Einsprengling herrschend und in ziemlicher Menge vorhanden. Ihre Substanz ist entweder frisch mit ganz schmalem Opacitrand, oder es bezeichnet nur dieser den Krystallumriss und das Innere ist mit einem farblosen faserigen Zersetzungsproduct (?Serpentin) erfüllt.

Neben Hornblende ist auch Biotit ziemlich häufig.

Etwas verschieden von diesem scheint das stark zersetzte Gestein, aus einem kleinen Schacht in der Nähe von Helferskirchen.[1]) Die Ausbildung der Grundmasse ist nicht mehr deutlich zu erkennen. Der Feldspath der Einsprenglinge scheint meist Sanidin zu sein, der sehr viel Glasmasse umschliesst. Biotit und Hornblende sind in gleichem Verhältnis und derselben Ausbildung wie bei vorigen vertreten.

Andesite.

1. Hornblende-Andesit.

Die wenigen echten Hornblende-Andesite des Gebietes schliessen sich theils eng an die vorige Gruppe an, aus der sie sich unter Beibehaltung des trachytischen Habitus durch Zurücktreten oder Fehlen von Sanidin und Zunahme der farbigen Gemengtheile ableiten, ein Verhältnis, das die mehrfach betonte Schwierigkeit der Abgrenzung beider Gruppen verursacht; theils sind es dunklere Gesteine eines abweichenden Typus mit ausserordentlichem Reichthum an grossen, gut krystallisirten Hornblende-Einsprenglingen, die sich im Aussehen sehr dem „Isenit" vom Sengelberg, Kramberg etc. nähern. Das an der Strasse von Vielbach nach Quirnbach, gegenüber der Quirnbacher Oelmühle aufgeschlossene Gestein ist der beste Vertreter des trachytischen Typus. In der noch ziemlich hellgrauen bis gelblichen Grundmasse bemerkt man kleine Einsprenglinge von Feldspath, nicht allzu reichlich, und Hornblendeprismen ebenfalls von geringen Dimensionen. Biotit tritt makroskopisch kaum hervor. Die auffallendste Eigenthümlichkeit bilden die zahlreichen gleichmässig nach einer Richtung flachgedrückten Poren, an den Wänden meist mit einer gelben ochrigen Substanz bedeckt, in denen zahlreiche Tridymit Krystalle als einzelne Tafeln oder in Gruppen aufgewachsen sitzen, ebenfalls mit dem gelben Ocherüberzug versehen. Unter dem Mikroskop zeigt sich in einer ziemlich reichlichen Glasmasse theils leistenförmige, theils mehr rechteckige oder auch lappige Ausbildung der Feldspathmikrolithen. Viele zeigen polysynthetische Streifung, bei geringer Auslöschungsschiefe, die etwa einem Oligoklas oder allenfalls saurem Andesin entsprechen würde.

---

[1]) Südlich vom Dorfe; auf der geol. Specialkarte nicht verzeichnet.

Unter den nicht sehr häufigen Einsprenglingen von Feldspath ist deutlich gestreifter Plagioklas durchaus herrschend, dessen Auslöschung von circa 25° Maximalschiefe einen sauren Labrador oder basischen Andesin verräth. Die Hornblende zeigt sich ziemlich frisch mit nur schmalem Opacitrand; Biotit tritt ihr gegenüber auch mikroskopisch vollkommen zurück.

Apatit ist ziemlich reichlich, Zirkon seltener.

Der Andesit von Winterroth (bei Mogendorf) ist reicher an Einsprenglingen von tafelförmigen Feldspathkrystallen, die mit ihren Flächen grossentheils parallel gelagert, namentlich im Querbruch, wo sie als Leisten erscheinen, makroskopische Fluidalstructur hervorbringen. Hornblende-Einsprenglinge sind ebenfalls ziemlich häufig, und zwar als grössere gut ausgebildete Krystalle, sowie auch als kleinere, nadelförmige Prismen. Die Grundmasse ist in Zusammensetzung und Ausbildung der des Quirnbacher Gesteins durchaus ähnlich, die Einsprenglinge des Feldspaths reicher als dort, aber von gleicher Art. Die grösseren Hornblende-Einsprenglinge erweisen sich als nur noch der Form nach erhalten, die Substanz ist völlig in opacitische Haufwerke mit mannigfachen Mineraleinlagerungen umgewandelt, ganz wie bei den Gesteinen des Sengelberg-Krambergtypus; Apatit ist in mässiger Menge vertreten.

Diesem letzten sehr nahe steht das Gestein des Bollscheid bei Mogendorf, nur ist der Feldspath in beiden Generationen etwas basischer. Unterscheidend ist weiter die reichliche Menge braunen, körnigen Glases, das Auftreten von Biotit bei etwas geringerem Hornblendegehalt.

Durchaus typischer Hornblende-Andesit ist das Gestein von den beiden Aufschlüssen bei Wirges an der Strasse nach Leuterod, beziehungsweise nach Moschheim. Namentlich macht das erstere von gelbgrauer Farbe mit zahlreichen mittelgrossen Hornblende-Einsprenglingen sofort den Eindruck eines echten Andesites. Das Gestein des zweiten Fundpunktes, an der Strasse nach Moschheim erscheint etwas feinkörniger mit kleineren Einsprenglingen und mehr grau von Farbe. Die Differenzirung der Grundmasse ist bei beiden durch Verwitterung etwas verwischt, scheint aber doch eine ziemlich gut leistenförmige zu sein. Ausser den Feldspathleisten ist auch Augit in kleinen Kryställchen von graugrüner Farbe daran betheiligt, ferner Glasbasis und reichliche Zersetzungsproducte verschiedener Art, theils

als grüne, serpentinische, theils dem „Goldgelb“ P. Grosser's[1]) entsprechende Masse. Auch Magnetit ist in ziemlicher Menge vorhanden. Feldspath-Einsprenglinge (Plagioklas) sind nicht sehr reichlich, dagegen umsomehr farbige Hornblende, in dem einen Fall (am Wege nach Leuterod) ziemlich frisch erhalten, bei dem anderen Fundpunkt opacitisch umgewandelt. Einsprenglinge von graulichem bis hellgrünem Augit beidemal recht häufig. In einem Schliff des Gesteins vom Wege nach Leuterod wurde noch Titanit reichlich gefunden, scheint aber hier rein zufällig (etwa als Einschluss) zu sein, da in anderen Präparaten davon nichts zu bemerken war.

Als Andesit ist auch das nicht anstehend bekannte, nur in Blöcken bei Gershasen gefundene Gestein zu bezeichnen. Die anscheinend glasfreie oder doch sehr glasarme, nicht leistenförmige, sondern allotriomorph körnige Feldspath-Grundmasse weicht durch die Ausbildung von der aller anderen andesitischen oder trachytischen Gesteine des Gebietes ab. Augitische Elemente sind darin nur sehr spärlich vertreten, etwas mehr eine unbestimmte gelbliche Zersetzungsmasse.

An Einsprenglingen ist das Gestein ziemlich reich: Plagioklas, Hornblende ziemlich gross, stets in ein Aggregat verschiedener Mineralien umgewandelt.

Die accessorischen Mineralien Apatit und Zirkon sind gleichfalls ziemlich häufig.

Ein ganz vereinzelt stehender Gesteinstypus wird vertreten durch das Vorkommen zwischen Hahn und Obersayn.

Das ziemlich dicht und homogen erscheinende, dunkel schwärzlich graue oder auch gelblich graue Gestein kennzeichnet sich makroskopisch durch die Abwesenheit aller grösseren Einsprenglinge und einen eigenthümlich splittrigen Bruch. Unter dem Mikroskop erkennt man eine aus Feldspathleisten und reichlichem graugrünen Augit gemischte Grundmasse. In dieser nur spärlich kleine Einsprenglinge von Plagioklas.

Hornblende ist als solche fast gar nicht zu beobachten, scheint aber vorhanden gewesen und vollständig in Augithaufwerke umgewandelt zu sein. Sonst ist nur noch Apatit vorhanden. Nach seiner

---

[1]) P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. Tschermak's Min. u. petrogr. Mitth., 1892, Bd. XIII.

Zusammensetzung lässt sich das Gestein als ein Uebergangsglied zum Augitandesit bezeichnen.

Von den bisher besprochenen erheblich abweichend ist das Mogendorfer Gestein.

Der Feldspath tritt unter den Einsprenglingen makroskopisch ganz zurück; um so massenhafter sind ziemlich grosse rundum ausgebildete Hornblenden. Das Gestein nähert sich dadurch denen des Sengelbergtypus. Seine Grundmasse zeigt sich unter dem Mikroskop vorwiegend aus gut leistenförmigen Feldspathen bestehend mit vielfach polysynthetischer Zwillingsstreifung und grösserer Auslöschungsschiefe bis zu 24°, also basischer Andesin auf der Grenze zum Labrador. Dazu kommen Augitmikrolithe, Magnetit in mässiger Menge, Glasbasis und rostbraune Zersetzungsproducte.

Feldspath-Einsprenglinge sind ziemlich reichlich; die Schiefe der Auslöschung erreicht hier 32—33°, entspricht also einem basischen Labrador Ab_3An_4. Häufig ist die Durchdringung verschieden auslöschender Substanz zu beobachten. Die zahlreichen Hornblendekrystalle sind fast ganz in die bekannten Mineralaggregate umgewandelt, denen wir in schönster Ausbildung bei der Gruppe des Sengelbergtypus begegnen werden. Augit ist als Einsprengling nicht vorhanden.

Apatit bildet ziemlich dicke Prismen.

Eine besondere kleine Gruppe eng zusammengehöriger Gesteine bilden die Vorkommen von Moschheim, Goldhausen (Burgwald), Langewiesen und die Kuppe zwischen Ruppach und Dahlen. Diese sind auf der geologischen Specialkarte als Trachyt angegeben. Ich vermag mich dieser Diagnose nicht anzuschliessen. Der Feldspath aller genannten Gesteine, sowohl in der Grundmasse wie unter den Einsprenglingen, ist vorwiegend oder ausschliesslich ein trikliner, selbst bei dem Moschheimer Gestein, welches noch am meisten Hinneigung zum Trachyt zeigt.

Es sind hellfarbige Gesteine, ziemlich reich an makroskopischen Einsprenglingen von Feldspath und Hornblende. Biotit fehlt. Ausserdem ist makroskopisch häufig noch Titanit zu erkennen, manchmal sogar recht reichlich vorhanden.

Die Feldspath-Einsprenglinge gehören, wie gesagt, vorwiegend oder ausschliesslich einem Plagioklas an, der in den einzelnen Vorkommen wesentlich gleiche Mischung zu besitzen scheint. Als

Maximum der Auslöschung der Albit-Zwillingslamellen fand sich 28—29°. Danach liegt mittlerer Labrador vor, womit die beobachtete Auslöschungsdifferenz von 20—21° zwischen Albit- und Carlsbader Zwillingslamellen sehr gut übereinstimmt. Im Moschheimer Gestein scheint das Maximum 24—25° nicht zu übersteigen. Der Plagioklas wäre hier also etwas saurerer Labrador, zum Andesin hinneigend.

Grössere Verschiedenheiten zeigen die Grundmasse-Feldspathe der einzelnen Vorkommen. Obenan steht hier, der Acidität nach, Moschheim. Die Feldspathmikrolithen sind hier wenigstens zum grossen Theil einfache Zwillinge mit gerader, gleichzeitiger Auslöschung, also jedenfalls Sanidin. Daneben finden sich aber schon ziemlich reichlich mehrfach lamellirte, mit geringer Auslöschungsschiefe: Oligoklas. Nach dem Charakter seiner Grundmasse könnte man dieses Gestein allenfalls noch zum Trachyt rechnen, doch spricht dagegen die Abwesenheit oder doch grosse Seltenheit des Sanidins unter den Einsprenglingen, während die engen Beziehungen zu den folgenden Vorkommen die Vereinigung mit diesen in einer Gruppe am zweckmässigsten erscheinen lassen. Am nächsten steht sodann nach der Säurestufe der Grundmasse das Gestein der Kuppe zwischen Ruppach und Dahlen, dessen Feldspathmikrolithe dem Oligoklas angehören. Beim Vorkommen von Langewiesen ist wegen vorgeschrittener Zersetzung die Natur des Grundmassefeldspathes nicht mehr sicher zu constatiren. Zum grossen Theil ist es jedenfalls aber ein Plagioklas. Die basischste Grundmasse endlich besitzt der Andesit von Goldhausen, bei dessen durchwegs polysynthetischen Mikrolithen die Auslöschungsschiefe 25° erreicht, also einer Mischung an der Grenze von Labrador und Andesin entspricht. Ein hervorragendes Interesse bieten die farbigen Einsprenglinge, Hornblende und Augit, in ihren gegenseitigen Beziehungen.

An der Hornblende sind die Erscheinungen der magmatischen Corrosion mit massenhafter Neubildung von Augit ausgezeichnet zu beobachten. Diese bekannte und häufige Erscheinung zeigt sich hier in einer etwas ungewöhnlichen Form. Während die augitische Neubildung für gewöhnlich[1]) aus lauter selbständigen, von einander

[1]) Vgl. z. B. K. Vogelsang, Beitr. z. Kenntn. d. Trachyte u. Basalte d. Eifel. Zt. d. g. G., 1890.

völlig isolirten mikrolithischen Kryställchen besteht, die auch im vorgeschrittensten Stadium der Umwandlung nach völliger Verdrängung der Hornblendesubstanz nur ein wirres Haufwerk bilden, lässt sich hier oft ein Zusammenwachsen, gewissermassen eine Verschmelzung benachbarter Augitindividuen unter Herstellung völlig gleicher Orientirung beobachten, so dass statt des regellosen Aggregates grössere, einheitlich auslöschende Partien entstehen. Noch weitere Entwickelung in diesem Sinne führt auch zur Herstellung einer einheitlichen krystallographischen Umgrenzung; kurz, es bildet sich aus der resorbirten Hornblende statt vieler kleiner Augitindividuen schliesslich ein einziger grösserer, auch äusserlich wohl charakterisirter Krystall heraus. Dieser Vorgang, der kürzlich von E. Esch[1]) in ecuatorianischen Gesteinen nachgewiesen wurde, ist auch hier mit grösster Deutlichkeit zu beobachten. Er führt z. B. beim Gestein von Goldhausen (s. u.) zu einem vollkommenen Ersatz der Hornblende durch Augit. Dass die Umwandlung wirklich in diesem Sinne verläuft, beweist nicht nur die Beobachtung der verschiedenen Stadien des angedeuteten Verschmelzungsprocesses, sondern auch das häufige Vorkommen innigster maschenartiger Durchwachsung je eines Augit mit einem Hornblendekrystall, die wohl nur durch die Entstehung des einen aus dem anderen erklärt werden kann. Nicht selten zeigt sich an dem einen Ende die neugebildete Augitsubstanz als einheitlicher Krystall ausgebildet und innig verwachsen mit dem Hornblenderest, während dieser am anderen Ende von dem Haufwerk kleiner Augite, vermischt mit Magnetitkörnern umgeben ist (s. Fig. 1). Die einzelnen Elemente dieses Haufwerkes sind stets weit grösser und besser entwickelt als in den gewöhnlichen „Opacit"-Säumen. Auch eigentlicher „Opacit" fehlt nicht.

In dem Gestein von Langewiesen (Fig. 1) tritt er in eigenartige Verbindung mit dem mehr grobkörnigen Augit-Magnetitgemenge. Letzteres bildet den äussersten Saum, dann folgt eine Opacitzone, im Innern der unveränderte Hornblendekern. Es ergibt sich daraus, dass zuerst — wohl bei ruhigem, aber andauerndem Angriff des Magmas auf die Hornblende-Einsprenglinge — jene grösseren Augitindividuen, vermengt mit grossen Magnetitkörnern gebildet wurden, dass sodann

[1]) E. Esch, Die Gesteine der ecuatorianischen Ost-Cordillere. (Reiss und Stübel, Reisen in Süd-Amerika.)

bei einer Veränderung der Art oder Intensität der magmatischen Einwirkung — wohl in Zusammenhang mit bestimmten Vorgängen bei der Eruption — um den noch vorhandenen Hornblendekern ein Opacitsaum entstand. Die weit beträchtlichere Grösse der Augit- und Magnetitindividuen jener ersten Umbildungsstufe lässt wohl, wie hier geschehen, auf einen verhältnismässig ruhigen Zustand des Magmas in diesem Stadium schliessen, wodurch begreiflich wird, dass bei längerer Dauer dieses günstigen Zustandes der Augit zu

Fig. 1.

Umwandlung von Hornblende in Augit; Andesit von Langewiesen.
a Hornblende, *b* Augit, *l* Apatit, *m* Magnetit, *m'* Opacitsaum,

grossen einheitlichen Einsprenglingen auf Kosten der Hornblende auswachsen konnte. Im entgegengesetzten Falle wurden durch vorzeitig eintretende Bewegungen die eben gebildeten Augitkryställchen auseinander gerissen und zerstreut, wie denn diese Aggregate oft völlig in die Grundmasse zu verfliessen scheinen.[1]) Weit seltener als Horn-

[1]) Dieser Umstand beweist, dass wenigstens in solchen Fällen die Umwandlung in einem noch flüssigen Magma erfolgte, mag nun dieses selbst oder, wie Küch und Esch wollen, lediglich die dissociirende Kraft der Wärme dabei wirksam sein.

blende erscheint Augit in selbständigen, primären Einsprenglingen. Meist legt seine Ausbildung die Vermuthung nahe, dass er erst secundär aus Hornblende gebildet sei, wofür namentlich das Gestein von Goldhausen interessante Beispiele bietet.

Titanit und dicke Apatitprismen sind in der Regel recht reichlich vorhanden, Zirkon in geringerer Menge.

Ueber die einzelnen Gesteine dieser Gruppe bleibt nach dem Gesagten wenig zu bemerken.

Die Hauptunterschiede bestehen in der Art des Grundmasse-Feldspathes, worauf schon oben eingegangen wurde, sowie in der stärkeren oder schwächeren Betheiligung des Augites an der Zusammensetzung der Grundmasse. Am augitärmsten ist die Grundmasse des Vorkommens zwischen Ruppach und Dahlen, bei dem auch unter den Einsprenglingen die farbigen Gemengtheile nur eine untergeordnete Rolle spielen; mässig viel Augit enthält die Grundmasse des Andesits von Moschheim, am reichsten daran sind die Gesteine von Goldhausen (Burgwald) und Langewiesen, die dementsprechend auch eine merklich dunklere Farbe besitzen.

Das Gestein von Goldhausen erweist sich unter dem Mikroskop fast frei von Hornblende, dagegen reich an grossen, gut ausgebildeten Augiteinsprenglingen. Trotz ihres durchaus primären Habitus sind letztere wahrscheinlich doch zum grossen Theil, wenn nicht durchweg, als secundär aus Hornblende entstanden zu betrachten. Lehrreich in dieser Beziehung ist ein grosser, wohl individualisirter Augiteinsprengling, der einen kleinen Hornblenderest als Kern umschliesst: es würde nur noch eines ganz geringen Fortschreitens des Umwandlungsvorganges bedurft haben, um auch diese letzte Spur des primären Minerals verschwinden zu lassen. Dieser Kern ist zugleich fast das einzige, was sich in dem betreffenden Schliff von Hornblende findet; als ein Hornblendeandesit fast ohne Hornblende!

Der erwähnte Augit zeigt ausserdem, wie häufig in diesen Gesteinen starke Randcorrosion, ein Beweis, dass auch für dieses Mineral die günstigsten Existenzbedingungen bei der Erstarrung bereits vorüber waren.

Besondere Erwähnung verdient bei dem Vorkommen zwischen Ruppach und Dahlen eine eigenthümliche, fast schneeweisse, tuffartig lockere Masse inmitten des festen Trachytes, die durch den Steinbruchbetrieb zum grossen Theil freigelegt ist. Obwohl anscheinend

völlig zersetzt, zeigt sie doch unter dem Mikroskop noch eine verhältnismässig frische, gut individualisirte Grundmasse, ähnlich der des Normalgesteins, aber augitfrei. Ein weiterer Unterschied gegen letzteres besteht in dem grossen Glasreichthum, der namentlich in Form von Einschlüssen innerhalb der Feldspath-Einsprenglinge hervortritt. Ferner zeigt auch die Hornblende eine abweichende Ausbildung insofern, als sie lediglich serpentinisirt erscheint, dagegen ohne Spuren magmatischer Corrosionswirkung.

Die geologischen und petrographischen Eigenthümlichkeiten dieser Masse legen die Vermuthung nahe, dass sie in einem ganz bestimmten, ausgezeichneten Theile des Eruptivapparates entspricht, vielleicht die Ausfüllung des Eruptionscanals selbst darstellt.

2. Gesteine vom Typus Sengelberg.

In dieser Gruppe vereinige ich eine kleine Zahl unter sich sehr ähnlicher Gesteine, die zugleich die typischsten Vertreter des „Isenit" von Bertels sind, nämlich die Vorkommen:

1. vom Sengelberg bei Salz;
2. vom Kramberg bei Rotzenhahn („Kriegershecke bei Wölferlingen" der älteren Literatur);
3. vom Himmrich bei Wölferlingen;

Einige weitere Vorkommen, die Bertels ebenfalls zum „Isenit" rechnet, habe ich geglaubt bei anderen Abtheilungen unterbringen zu müssen.

Obwohl diese Gesteine Gegenstand wiederholter Untersuchung und eingehender Beschreibung gewesen sind, glaube ich angesichts der mehrfach in jenen älteren Arbeiten constatirten Irrthümer die Mittheilung meiner eigenen Beobachtungen nicht unterlassen zu dürfen. Bei der grossen petrographischen Uebereinstimmung der drei genannten Vorkommen wird eine zusammenfassende Beschreibung genügen. Nur die von dem gemeinsamen Typus abweichenden Besonderheiten, namentlich die wechselnde Ausbildungsweise des Sengelberg-Gesteins, müssen daneben noch einer specielleren Besprechung unterzogen werden.

In der bei allen drei Vorkommen durchaus überwiegenden und daher als typisch anzusehenden Ausbildungsweise zeigt das Gestein eine vollständig individualisirte, meist sehr schön leistenförmig entwickelte Feldspath-(Plagioklas-)Grundmasse. In wechselnder

Menge sind dieser kleine, krystallographisch schlecht begrenzte Augite von sehr hellgrauer Färbung bis fast farblos beigemengt, oft auch nesterweise gehäuft.

Kleine, meist ziemlich unvollkommen ausgebildete Olivine sind nicht besonders häufig und fast immer stark zersetzt, wobei bald Serpentinisirung, bald Eisenoxydbildung stärker hervortritt. Magnetit ist ebenfalls nur in mässiger Menge vorhanden, und zwar weniger in kleinen scharf begrenzten Körnern, als in grösseren Fetzen und Tafeln von unregelmässiger Form, also im ganzen wohl mehr Umwandlungsproduct von nicht mehr erkennbarer Herkunft als primärer Gemengtheil. Ausserdem betheiligen sich am Aufbau der Grundmasse in bald grösseren, bald kleineren Mengen, je nach dem frischeren oder zersetzteren Zustande des Gesteins, verschiedene Umwandlungsproducte, einerseits serpentinische, andererseits Eisenoxyd, beziehungsweise Hydroxyd. Ihr Ursprung ist kaum noch bestimmbar, da in der Regel weder Substanz noch Form des primären Minerals erhalten ist, doch dürften beide zum Theil auf Olivin, die serpentinischen Massen wohl auch auf Augit der Grundmasse zurückgehen.

Unter den Einsprenglingsmineralen nehmen die meist deutlich polysynthetisch gestreiften Plagioklase den grössten Raum ein, etwa die Hälfte der ganzen Schlifffläche erfüllend. Sanidin wurde nicht beobachtet, obschon Einsprenglinge ohne Zwillingslamellen ziemlich häufig auftreten. Die starke Lichtbrechung — erheblich über der des Balsams — zeigt jedoch, dass auch diese einem Plagioklas angehören. Unter den farbigen Einsprenglingen zeigt der nicht eben seltene Augit dieselbe schwachgraue Farbe wie in der Grundmasse. Hornblende wird meist nur noch durch pseudomorphe Haufwerke eines opacitartigen Gemenges verschiedener Minerale vertreten, das noch näher zu besprechen sein wird.

Art des Plagioklases. Die gute Ausbildung des Feldspathgemengtheils gestattet seine genauere Bestimmung. Für die Grundmasse bieten die sehr schön entwickelten Leisten im Gestein vom Himmrich die günstigsten Bedingungen. Sie zeigen stets mehrfache Lamellen nach dem Albitgesetz, sowie ausserdem häufig Zwillingsbildung höherer Ordnung nach dem Karlsbader Gesetz. Dabei wurden folgende Werte der Auslöschungsschiefen für die Albitlamellen 1, 1′ und 2, 2′ der beiden Karlsbader Zwillinge (1, 2) und (1′, 2′) gefunden.

Auslöschungsschiefe		Auslöschungsschiefe		Differenz
1	35°	2	14°	21°
1′	?	2′	18°	?
1	35°	2	19°	16°
1′	40°	2′	23°	17°
1	37°	2	17°	20°
1′	36°	2′	?	?
1	13°	2	33°	20°
1′	15°	2′	35°	20°
1	16°	2	32°	16°
1′	14°	2′	32°	18°
1	9°	2	27°	18°
1′	?	2′	27°	?

Die hohen Maxima der Auslöschungsschiefe und die damit in Einklang stehende bedeutende Differenz in den Auslöschungen der beiden nach dem Karlsbader Gesetz verbundenen Systeme von Albitlamellen verrathen einen basischen Labrador; nach Michel-Lévy[1]) würden die gefundenen Werte der Mischung $Ab_3\ An_4$ entsprechen.

Bei den Einsprenglingen bewegt sich die Auslöschungsschiefe in Werten wie folgende: für Albitlamellen

1	30°;	33°;	30°;	33°;	37°;	40°;	36°;
1′	30°;	34°;	32°;	32°;	38°;	40°;	37°.

Bei Hinzutritt der Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz:

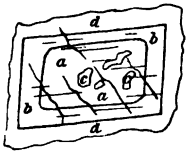
Auslöschungsschiefe		Auslöschungsschiefe		Differenz
1	10°	2	30°	20°
1′	10°	2′	?	?
1	34°	2	14°	20°
1′	32°	2′	10°	22°
1	37°	2	18°	19°
1′	?	2′	17°	?

[1]) Étude sur la déterm. des Feldspaths, I, 1894.

	Auslöschungsschiefe		Auslöschungsschiefe	Differenz
1	35°	2	18°	17°
1′	37°	2′	18°	19°
1	37°	2	18°	19°
1′	36°	2′	16°	20°
1	36°	2	18°	18°
1′	36°	2′	16°	20°

Die Maxima der Auslöschungsschiefen und ihrer Differenzen stimmen mit den entsprechenden Werten bei den Grundmasse-Individuen überein, gleich diesen würden also die Einsprenglinge als basischer Labrador anzusehen sein. Indessen kann eine solche Bestimmung für Einsprenglinge offenbar nur einen bedingten Wert haben, weil diese bekanntlich selten oder nie homogene Substanz darstellen, sondern — infolge isomorpher Schichtung — jedes einzelne Individuum einen grösseren oder kleineren Theil der ganzen Mischungsreihe in sich vereinigt. Dies tritt besonders deutlich hervor bei Beobachtung von Schnitten, die annähernd parallel (010) gehen. Leider liefert der Zufall solche immer relativ selten. Ein Beispiel (aus dem typischen Gestein vom Sengelberg) zeigte folgende Verhältnisse, abgesehen von untergeordneten Zonen: Auslöschung im Kern *(a)*, nach innen zunehmend, 5—9°, in der Aussenzone *(b)* circa 10°. Umgeben ist der Krystall von einem schmalen zackigen Saume *(d)* und ausserdem im Inneren unregelmässig durchdrungen von einer Art Kerngerüst *(c)*; *c* und *d* löschen gleichzeitig aus, mit 9—10° Schiefe, aber in entgegengesetztem Sinne wie *a*, *b*. Alle Auslöschungsschiefen sind bezogen auf die Richtung der Kante (001) (010), die durch die vollkommene Spaltbarkeit gekennzeichnet ist. Die Werte sind etwas geringer, als man nach den Beobachtungen in der dazu senkrechten Zone erwarten würde, und entsprechen Schichten von sauerem Labrador bis basischem Andesin. Ein weiterer Einsprengling desselben Gesteins von gleicher Schnittlage besitzt eine breite Mittelzone mit nach innen stetig wachsender Auslöschungsschiefe von 5—22°, während der einheitliche Kern nur eine solche von 11° zeigt; der äusserste schmale Rand löscht fast gerade aus. Die Mischungsreihe

Fig. 2.



ist also, abgesehen von dem saueren Rand, vom Andesin bis zum basischen Labrador vertreten, dabei ist aber der Kern sauerer als ein Theil der äusseren Schichten.

Bei einem dritten Individuum fand sich von aussen nach innen wachsende Auslöschung von fast 0—22°, mittenin aber eine schmale Zone, bei der dieser Wert 29° erreichte.

Ein einfacher gebauter Einsprengling im Gestein des Kramberges weist auf (010) stetig von aussen nach wachsende Auslöschungswerte von 5—20° auf, also Mischungen vom Oligoklas bis zum basischen Labrador. Im allgemeinen ergibt sich, dass in den inneren Schichten Labrador, und zwar zumeist basischer, herrschend ist, nach aussen aber eine oft beträchtliche Zunahme der Acidität eintritt.

Neben der typischen Ausbildung, die an allen drei Fundpunkten im wesentlichen in gleicher Weise wiederkehrt, finden sich am Sengelberg noch einige abweichende Formen desselben Gesteins. In dem Hauptaufschluss nach dem Gipfel erscheint neben der normalen eine sehr lockere, tuffartig aussehende Varietät, die sich mikroskopisch von jener wesentlich durch die feinkörnige, ziemlich undeutliche Individualisirung ihres Grundmasse-Feldspathes unterscheidet, im übrigen die ursprüngliche Structur und Zusammensetzung infolge starker Verwitterung nur noch errathen lässt.

Eine dichtere, frischere Varietät, am Westabhange auftretend, zeigt ähnliche sehr feinkörnige Feldspath-Grundmasse mit winzigen Augiten, sonst die normale Ausbildung.

In der dichtesten Ausbildung endlich, dem hauptsächlich auf der Nordseite des Berges verbreiteten schwarzen Gestein, zeigt sich eine zwar feinkörnige, aber doch gut individualisirte Feldspathgrundmasse mit beigemengtem Augit. Noch mehr als die vorige zeichnet sich diese Varietät gegenüber der normalen, porösen, durch grössere Frische aus. Hauptsächlich deswegen erscheint wohl die Grundmasse hier etwas reicher an Augit und Olivin, da diese hier noch nicht so weitgehender Zersetzung anheimgefallen sind. Immerhin mag auch eine geringe ursprüngliche Verschiedenheit des Magmas vorhanden gewesen sein.

Die Feldspath-Einsprenglinge sind vielfach unregelmässig begrenzt, anscheinend corrodirt. Sie enthalten oft Einschlüsse von

Apatit, sowie eingedrungene Grundmasse und lassen in letzterem Falle zuweilen ebene Corrosionsflächen erkennen. Die Erscheinung ist insofern auffallend, als derartige magmatische Einwirkung sonst vorzugsweise an den farbigen Einsprenglingen beobachtet wird. Es liegt die Vermuthung nahe, dass sich hier Feldspath-Einsprenglinge von höherer Acidität in einem basischeren Magma gebildet haben. Zwar besteht, wie oben gezeigt, in dieser Beziehung kein durchgreifender Unterschied zwischen Einsprenglingen und Grundmasse-Feldspathen, immerhin sind wenigstens die äusseren Zonen jener in der Regel beträchtlich saurer als diese, und finden sich solche sauere Mischungen gelegentlich sogar in den Kernpartien der Einsprenglinge. In jedem einzelnen Falle lässt sich dies Verhältnis natürlich nicht bestimmen, da die hiezu erforderliche Schnittlage nur selten gegeben ist.

Die Umwandlungsvorgänge der Hornblende-Einsprenglinge sind hier ausgezeichnet zu beobachten; häufiger als in den anderen Varietäten findet sich ein Kern frischer Substanz, aber auch hier niemals ganz unveränderte Einsprenglinge.

An dieser Stelle mögen einige allgemeine Bemerkungen Platz finden über die eigenthümliche Ausbildung der Hornblende dieser Gesteine, die in ganz ähnlicher Weise auch bei manchen normalen Hornblende-Andesiten und in den ja nahe verwandten Augitandesiten wiederkehrt. Die, wie erwähnt, oft sehr beträchtliche Dimensionen erreichenden Einsprenglinge sind meist nur durch ihre Form als Hornblenden zu erkennen; von der ursprünglichen Mineralsubstanz ist — abgesehen von der zuletzt erwähnten, sehr frischen Varietät — in der Regel nichts erhalten. Statt dessen wird ihr Raum von einem recht bunten Mineralgemenge eingenommen, dessen Entstehung jedenfalls nicht einem einheitlichen Vorgange zuzuschreiben ist. Es lassen sich darin vielmehr drei, auch genetisch offenbar verschiedene Gruppen unterscheiden. Die erste wäre der sogenannte Opacitsaum, dessen Bildung durch magmatische Einwirkung, oder ohne magmatischen Angriff durch blosse Wärmewirkung, wohl widerspruchslos anerkannt wird. Er erreicht hier oft eine beträchtliche Breite und füllt bei kleineren Individuen oft den ganzen Querschnitt aus. Bei grösseren Einsprenglingen treten dagegen innerhalb dieses Saumes, der auf Sprüngen übrigens oft das Innere quer durchzieht, weitere Mineralassociationen auf. Unter diesen sind zunächst zu erwähnen: Augit

und Plagioklas[1]), die breite Räume des Hornblendequerschnittes zu erfüllen pflegen. Beide zeigen dieselben Merkmale wie die entsprechenden Elemente der Grundmasse. Sie stellen somit offenbar Theile dieser dar, die entweder bei raschem Krystallwachsthum eingeschlossen wurden oder, vielleicht wahrscheinlicher, Theile des Magmas, die unter theilweiser Auflösung des Hornblendekrystalles eindrangen und hier auskrystallisirten. Bei den sehr grossen Hornblenden erreichen die so eingeschlossenen Plagioklase oft die Grösse kleiner Einsprenglinge. Eine dritte Gruppe endlich umfasst die secundär durch Verwitterung gebildeten Minerale. Besonders ist Serpentin und verwandte, nicht sicher definirbare Substanzen, vielleicht auch Chlorit, zu nennen, von faseriger oder schuppiger Structur, farblos oder licht gelblich bis grünlich gefärbt, vielfach auch tief braunroth, wohl durch Eisenhydroxyd. Auch diese Gruppe ist zwischen den beiden ersten meist reichlich vertreten und stellt jedenfalls das Verwitterungsproduct des letzten, nicht magmatisch resorbirten Hornblenderestes dar. Die Verbreitung dieser Substanzen steht natürlich im umgekehrten Verhältnis zur Frische des Gesteins, daher treten sie in der dichten, schwarzen Varietät von Sengelberg ziemlich zurück. Dieser Gruppe schliesst sich nun, als offenbar zugehörig in Verbreitung und Auftreten ein Mineral an, dessen sichere Deutung den Bemühungen verschiedener früherer Beobachter noch nicht hat gelingen wollen. Es sind dies gewisse dunkelbraune, wenig lichtdurchlässige, schwach pleochroitische Mineralleisten. Einen bemerkenswerten Beitrag zu ihrer Kenntnis lieferte H. S. Washington[2]), der sie in seinen „Kulaiten" in ausgezeichneter Entwicklung beobachten konnte. Er spricht auf Grund eingehender Untersuchungen die Vermuthung aus, dass man es in dem braunen, keulenförmigen Mineral dieser Bildungen mit Hypersthen zu thun habe. Ohne das Gewicht seiner Gründe zu verkennen, möchte ich mich doch dieser Auffassung nicht anschliessen, da, wie gesagt, das ganze Auftreten des Minerals in meinen Präparaten völlig analog dem der serpentinischen Substanzen ist. In dem frischen schwarzen Gestein von Sengelberg fehlt

[1]) E. Esch (a. a. O. 34) nimmt allerdings eine unmittelbare Entstehung von Plagioklas aus Hornblende ohne Mitwirkung des Magmas an.

[2]) The volcanoes of the Kula-Basin in Lydia. Inaug.-Diss. New-York 1894. Da dort die einschlägige Literatur sehr vollständig zusammengestellt ist, darf ich mich hier mit diesem Hinweis begnügen.

es fast ganz und ist daher wahrscheinlich, gleich dem Serpentin, ein Verwitterungsproduct. Bemerkt muss übrigens werden, dass Washington im Gegensatz zu früheren Beobachtern und auch zu meinen Wahrnehmungen, gerade Auslöschung constatirte, so dass möglicherweise verschiedene Substanzen vorliegen, obwohl im übrigen die Beschreibungen, sowohl des Minerals selbst, als der Art seines Vorkommens untereinander völlig übereinstimmen. Ausser den bisher genannten Mineralen ist ein nie fehlender, oft sehr reichlich vorhandener Bestandtheil dieser Gemenge noch Apatit von z. T. ungewöhnlichen Dimensionen: seine Prismen erreichen 5 *mm* Länge bei circa 1 *mm* Dicke. Er ist natürlich als primärer Einschluss der Hornblende zu betrachten.

Augitandesit.

Die untersuchten Augitandesite zeigen in ihrer Mehrzahl ziemlich übereinstimmende petrographische Merkmale: gut individualisirte Feldspath-(Plagioklas-)Grundmasse mit mehr oder weniger reicher Beimengung eines hellen, fast farblosen Augites. Die Einsprenglinge sind Feldspath, wohl immer Plagioklas, Augit und zuweilen auch Hornblende, diese dann meist in Opacit und die soeben besprochenen Aggregate umgewandelt. Apatit ist in den meisten Vorkommen in zahlreichen und ziemlich grossen Individuen vertreten. Das gelegentliche Eintreten geringer Menge von Olivin bezeichnet einen weiteren Schritt in der Annäherung an die Basalte. Dem entgegen wird durch ein anderes, zuweilen accessorisch auftretendes Mineral, Titanit, eine Hinneigung zum Trachytischen ausgedrückt.

Folgende untersuchte Gesteine stelle ich in diese Kategorie:

1. Schenkelberg, bei dem gleichnamigen Dorfe nahe Herschbach.
2. Steinburg im Dorfe Hartenfels.
3. An der Gabelung der Strasse von Selters nach Maxsayn.
4. Maxsayn, Strasse von Maxsayn nach Zürbach.
5. Ruppberg bei Ruppach.
6. Klippen am Nordabhang des Herrenheck über Niedersayn.
7. Schremberg.
8. Beilstein bei Caden.
9. Kuppe bei Ewighausen.

Das Gestein vom Hartenfels (Steinburg) ist vielfach zum Phonolith gerechnet worden, was indessen bei der völligen Abwesen-

heit von Sanidin durchaus unzulässig ist. Das Gestein an der Strasse von Selters nach Maxsayn wurde von Bertels zu seinem „Isenit" gestellt, weil er hier wie bei den übrigen Vorkommen den Apatit für Nosean ansah. Angelbis zieht es auf der geologischen Specialkarte (Blatt Selters) zum Hornblendeandesit ebenso, wie das Schremberger Gestein (Blatt Girod), weil er auch einen geringen Hornblendegehalt als entscheidend ansieht; ich kann mich dieser Auffassung nicht anschliessen. Den Ruppberg dagegen und die Kuppe bei Ewighausen zeichnet Angelbis als Basalt ein (Blatt Selters, beziehungsweise Girod), ich glaube sie hier mitbehandeln zu müssen.

Die drei in nicht zu grosser Entfernung von einander gelegenen Vorkommen vom Schenkelberg, von der Steinburg und an der Strasse von Selters nach Maxsayn zeigen eine so übereinstimmende Ausbildung, dass die Vermuthung eines engeren Zusammenhanges sehr nahe gelegt wird. Auch das Gestein des Ruppbergs schliesst sich diesem Typus eng an.

Die Grundmasse besteht aus leistenförmigem Plagioklas, Augit und Magnetit, wozu gelegentlich noch Olivin tritt; so in dem Gestein aus dem Bruch am Ostende des Schenkelberges und in dem von der Steinburg auch am Ruppberg. Immerhin erscheint dieser schwankende Olivingehalt zu unwesentlich, um gegenüber dem sonstigen, namentlich durch das Vorherrschen des Feldspathes unter den Einsprenglingen bedingten Habitus die Zurechnung des Gesteins zum Basalt nothwendig zu machen.

Der Plagioklas der Grundmasse hält sich, nach der optischen Orientirung zu schliessen, vorwiegend in den Grenzen der Labradormischung. Die besten Beobachtungen ergeben Auslöschungsmaxima von 32—35° und bei Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz Differenzen von 20° und darüber und weisen somit auf einen sehr basischen, vielleicht schon in Anorthit übergehenden Labrador. Wahrscheinlich aber ist die Grundmasse nicht durchwegs gleichartig, sondern aus Plagioklasen verschiedener Mischung etwa vom saueren Labrador bis zum Bytownit zusammengesetzt, womit auch das Ergebnis der am Schlusse angeführten chemischen Untersuchung übereinstimmen würde.

Als Einsprengling zeigt der Plagioklas in Schnitten senkrecht (010) ebenfalls vorwiegend Auslöschungsschiefen von 30—35°, doch ist die Mischung augenscheinlich eine recht schwankende, wie

namentlich der oft sehr schöne Zonenbau zeigt. Besonders in dem Gestein vom Schenkelberg und dem vom Ruppberg ist die Erscheinung schön entwickelt, oft in der Weise, dass ein äusserlich gradlinig krystallographisch begrenzter Plagioklas einen elliptischen Kern und eine mittlere, gleichfalls elliptische Ringzone aufweist. Diese Mittelzone ist dann in der Regel beträchtlich basischer als Kern und Rand, wie nachstehende Werte gemessen an Schnitten || (010) ergeben:

	Schenkelberg			Ruppberg		
Kern	10°	20°	20°	13°	15°	20°
Rand . . .	10—12°	10°	12°	10°	10°	14°
Zwischenzone .	23°	26°	32°	28°	23°	30°

Die Mittelzone würde demnach etwa dem Bytownit oder Anorthit, der Rand einem sauren Labrador oder selbst Andesin entsprechen, während der Kern grössere Schwankungen zeigt, in vielen Fällen eine relativ sauere Mischung übereinstimmend mit der Randzone besitzt, oft aber auch weit weniger sauer ist, etwa auf der Stufe eines basischen Labradors steht. Immer aber bleibt er sauerer als die mittlere Zone.

Es braucht wohl kaum besonders hervorgehoben zu werden, dass die angeführten nur Durchschnittswerte sind und dass auch innerhalb der drei Hauptzonen eines und desselben Krystalles der Wert des Auslöschungswinkels ein schwankender ist. Namentlich gilt dies von den beiden äusseren Zonen; hier ändert sich die Winkelgrösse oft in entgegengesetzter Richtung: in der Randzone wächst die Auslöschungsschiefe von aussen nach innen, in der Mittelzone dagegen umgekehrt von innen nach aussen.

Weniger günstig für die Beobachtung der Zonarstructur sind im allgemeinen die Schnitte aus der Zone ⊥ {010}, doch kann man — namentlich in dem Gestein vom Ruppberg — auch an solchen zuweilen analoge Auslöschungsdifferenzen constatiren, wie nachstehende Beispiele zeigen:

Kern	30°	32°	30°
Rand	30°	32°	30°
Zwischenzone	40°	42°	38°

Bemerkenswert ist noch der ausserordentliche Reichthum vieler Plagioklaseinsprenglinge an Interpositionen, bestehend aus Glas, Augit und Magnetit. Namentlich enthält der Kern oft diese Einschlüsse in grosser Menge, in anderen Fällen treten sie in zonarer Häufung auf.

Von sonstigen Einsprenglingen ist namentlich Augit von hellgrauer bis grünlicher Farbe sehr verbreitet und meist reichlich vorhanden; vielfach ist er stark corrodirt.

Hornblende erscheint ebenfalls häufig als Einsprengling, stets mehr oder weniger stark verändert, mit breitem Opacitrand, oder durch und durch in Mineralaggregate, ähnlich wie bei den Gesteinen des „Typus Sengelberg" umgewandelt. Besonders schön zeigt dies der Augitandesit an der Strasse von Selters nach Maxsayn. Apatit in dicken Prismen ist stets reichlich vorhanden, zuweilen auch Zirkon.

Ein abweichendes Vorkommen ist das oberhalb Maxsayn an der Strasse nach Zürbach belegene. Makroskopisch schwarz und fast völlig dicht erscheinend, lässt es auch unter dem Mikroskope ausser einer feinkörnigen, nicht leistenförmig entwickelten Feldspath-Augitgrundmasse mit reichlich Magnetit keine weiteren Bestandtheile entdecken. Auch mikroskopische Einsprenglinge fehlen; die einzige Andeutung solcher bildet ein opacitartiges Haufwerk unbestimmten Ursprunges.

Die Klippen auf der Nordseite des Herrenheck, ein dunkles, basaltähnliches, durch die makroskopischen glasigen Feldspatheinsprenglinge aber auch stark an Phonolith erinnerndes Gestein zeigt folgende mikroskopische Beschaffenheit: ziemlich helle, leistenförmig ausgebildete Feldspat-Augitgrundmasse mit verhältnismässig geringerem Magnetitgehalt, ohne Olivin. Als Einsprenglinge finden sich Plagioklas in ähnlicher Ausbildung wie bei vorigem; Augit hellgrau oder gelbgrün, äusserlich gut begrenzt, aber im Inneren oft stark corrodirt. Viele Augiteinsprenglinge, die zunächst keine Corrosionswirkung erkennen lassen, zeigen zwischen gekreuzten Nicols zweierlei sich unregelmässig durchdringende Substanz von abweichender optischer Orientirung, eine Erscheinung, die bei Feldspath, besonders Sanidin, so häufig beobachtet wird und wohl mit stattgehabter Corrosion und späterer Ausheilung durch abweichend zusammengesetzte Mineralsubstanz zu erklären ist. An Stelle früherer

Hornblendeeinsprenglinge finden sich wieder die bekannten Mineralaggregate. Titanit wurde vereinzelt gefunden.

Etwas unterhalb dieser Klippen steht ein ähnliches Gestein an, das unter dem Mikroskope erheblich dunkler, magnetitreicher und feldspathärmer erscheint. Die Augiteinsprenglinge sind hier weniger corrodirt, dagegen zeigen hier die grösseren Feldspathkrystalle die soeben besprochene Erscheinung der völligen gegenseitigen Durchdringung optisch, und also wohl auch chemisch, verschiedenartiger Substanz auf das schönste. Die üblichen Hornblendepseudomorphosen erscheinen auch hier, ferner Apatit und wie bei vorigem accessorisch Titanit.

Der Augitandesit von Schremberg ist makroskopisch ein dunkelgraues, sehr basaltähnliches Gestein ohne Einsprenglinge. Unter dem Mikroskope erkennt man eine fast holokrystalline, ziemlich helle Grundmasse, bestehend aus gut individualisirten Feldspathleisten, hellgrünlichgrauen Augitmikrolithen mit mässig viel Magnetit. Einsprenglinge von Feldspath (Plagioklas) sind spärlich und klein, ebenso solche von Augit, verhältnismässig reichlich dagegen Hornblende, stets mit Opacitrand und im Inneren in die oft erwähnten Mineralaggregate umgewandelt.

Die Kuppe des Beilsteines bei Caden ist ein weiterer Repräsentant der hornblendeführenden Augitandesite. Seine Grundmasse ist etwas feinkörniger, anscheinend weniger vollkommen individualisirt, mehr zu hyalopilitischer Structur hinneigend, als dies bei der Mehrzahl der vorhergehenden der Fall ist. Neben Plagioklas sind Augitmikrolithe und Magnetit an ihrer Zusammensetzung betheiligt. Auch sonst ist Augit in kleineren und auch vereinzelten grossen Einsprenglingen reichlich vertreten.

Feldspath (Plagioklas) ist dagegen in grösseren Individuen seltener. Recht reichlich erscheint Hornblende; stets mit Opacitrand, dagegen im Inneren oft frisch und niemals die sonst beobachteten Mineralneubildungen aufweisend. Wohl aber findet man sie in innigster Verwachsung mit Augit, dessen Einsprenglinge auch hier zum Theil aus Hornblende entstanden scheinen. Unter den accessorischen Mineralien ist das hervorstechendste Titanit, stets mit schwarzem Erzsaum. Apatit findet sich nur ziemlich spärlich.

Einen ziemlich abweichenden Gesteinstypus stellt der letzte Vertreter der Augitandesite dar, von einer unbenannten Anhöhe

Südwest bei Ewighausen stammend. Makroskopisch erscheint das Gestein ziemlich hellgrau, von gleichmässigem, feinem Korn, ohne erkennbare Einsprenglinge.

Im Schliff erkennt man eine dem vorigen ähnliche Grundmasse, deren Feldspath jedoch nur zum Theil leistenförmig, sonst allotriomorph körnig individualisirt ist, die ausserdem Augitmikrolithe und ziemlich wenig Magnetit enthält.

Unter den Einsprenglingen fehlen auffallenderweise die farbigen fast ganz; nur ein paar ganz vereinzelte Opacitpseudomorphosen nach Hornblende vertreten deren Stelle.

Dagegen sind Feldspatheinsprenglinge, obwohl nur klein, zahlreich. Neben polysynthetischen Plagioklasen, einem basischen Andesin zugehörig, finden sich auch recht häufig einfache Zwillinge, vielleicht Sanidin, wenngleich die sichere Bestimmung durch Feststellung des Lichtbrechungsvermögens nicht gelang.

Hier muss anhangsweise noch ein Gestein besprochen werden, das in völlig übereinstimmender Ausbildung an zwei Punkten südlich von Westerburg auftritt, bei Saynscheid und bei Schönberg. Es ist durch eine ungewöhnliche lavaartige Porosität ausgezeichnet. Die grossen Poren sind nach einer Richtung flach gedrückt und das Gestein lässt sich danach mehr oder weniger vollkommen in unebene Platten zertheilen. Petrographisch nimmt es eine vollkommene Mittelstellung ein zwischen Andesit und Basalt, die ich durch die Bezeichnung Basaltandesit zum Ausdruck bringen möchte. Die vorwiegend leistenförmig ausgebildete Grundmasse ist fast rein feldspathig mit nur spärlicher Augitbeimengung. Auch Magnetit ist nur in mässiger Menge vorhanden, reichlicher dagegen gelbrothes Eisenoxyd. Letzteres ist möglicherweise zum Theil aus Olivin hervorgegangen, freilich ist dessen Krystallform nur selten noch einigermassen deutlich erkennbar und seine Menge jedenfalls zu gering, um das Gestein zu einem echten Basalt zu stempeln. Ausserdem bemerkt man Apatit in gleichförmiger Vertheilung und ziemlich reichlich körniges, graues Glas in kleinen Tröpfchen.

An Grundmassefeldspathen mit doppelter Zwillingsbildung — nach dem Albit- und Karlsbadergesetz — wurden folgende Auslöschungsverhältnisse beobachtet:

Auslöschung 1, 1'	Auslöschung 2, 2'	Differenz
6°	20°	14°
?	19°	?
7°	21°	14°
7°	?	?
8°	25	17°
7°	25	18°
8°	26°	18°
7°	25°	18°
6°	22°	16°
?	23°	?

Diese Werte zeigen, nach Michel-Lévy, einen sauren Labrador der Mischung Ab_1 An_1 an. Aehnliche Auslöschungen aber bis zu 30° steigend, ergaben auch die ziemlich spärlichen Einsprenglinge, deren Mischung somit ein wenig basischer sein dürfte.

Phonolith.

Die wenigen echten Phonolithe unseres Gebietes sind bereits Gegenstand mehrfacher Untersuchungen gewesen. Dennoch blieb bei der Mehrzahl eine gewisse Unsicherheit bezüglich des gelatinirenden Bestandtheiles bestehen, ebenso wie auch die Zugehörigkeit mancher Vorkommen zur Phonolithgruppe nicht zweifellos war. Unter Hinzurechnung einiger neu aufgefundener und Ausschluss anderer früher gelegentlich zum Phonolith gerechneten Gesteine stelle ich folgende Vorkommen in diese Abtheilung:

1. Blaumhöfen;
2. zwischen Helferskirchen und Ewighausen;
3. Breiteberg;
4. Bitterberg;
5. Haarweiden bei Oberahr;
6. Saynerholz;
7. Malberg.

Sie gehören vorwiegend dem trachytoiden Typus[1]) an und zeigen im ganzen nur geringe Schwankungen in ihrer Structur und sonstigem Habitus. Die erstgenannten Vertreter schliessen sich durch

[1]) Rosenbusch, Mass. Gest., II, 622.

den Reichthum an Sanidineinsprenglingen und vorzüglich leistenförmige Individualisirung der Grundmasse, den phonolithähnlichen Trachyten an, während die letzteren der Structur nach mehr dem nephelinitoiden Typus zuneigen. Besonders gilt dies von den Gesteinen der Fundorte „Haarweiden“ und „Saynerholz“. Letzteres kann seiner Structur nach zum nephelinitoiden Typus gestellt werden. Nephelin ist nur selten deutlich zu erkennen, aber wohl immer vorhanden. Der Feldspath dürfte durchweg Sanidin sein.

Das unmittelbar nördlich bei Blaumhöfen anstehende und in Steinbrüchen gut aufgeschlossene Gestein hat auch makroskopisch trachytähnlichen Habitus und ist besonders durch zahlreiche, etwa ein Centimeter grosse Einsprenglinge vom tafelförmigen (nach {010}), gut krystallisirtem Sanidin ausgezeichnet und kann als typisch für die verschiedenen, zweifellos eng zusammengehörigen Vorkommen der nächsten Umgegend von Niedersayn und Ewighausen angesehen werden. Während das frische Gestein die für viele Phonolithe so charakteristische grüngraue Farbe besitzt, wird es bei der Verwitterung zuerst fleckig, dann sehr hellgelb bis fast weiss.

Die Veränderung macht sich in den Aufschlüssen bis in ziemlich grosse Tiefe hinab geltend. Unter dem Mikroskope unterscheidet man drei Generationen, oder wenigstens drei verschiedene Ausbildungsweisen des Feldspath-Gemengtheiles: erstens die eigentlichen, ziemlich grossen, krystallographisch gleichmässig entwickelten Einsprenglinge von Sanidin.

In Schnitten nach der Symmetrieebene beobachtet man bei diesen eine auffallend grosse Auslöschungsschiefe, durchschnittlich 12° gegen die Hauptspaltrichtung (nach {001}) geneigt. Daneben treten andere grosse, aber leistenförmig ausgebildete Sanidine auf, stets als Zwillinge. Beide Formen sind reichlich vertreten.

Die dritte Generation, die der viel kleineren Grundmassefeldspäthe, ist ebenfalls vorwiegend leistenförmig entwickelt. Sämmtlicher Feldspath dürfte Sanidin sein, wenigstens deuten keinerlei Anzeichen auf die Gegenwart von Plagioklas. Zwischen den klaren Feldspathtafeln und Leisten breitet sich eine zusammenhängende, gelbgraue, gekörnte Masse aus, die zwischen gekreuzten Nicols eine vollkommene mosaikartig körnige Individualisirung verräth.

In dieser Grundmasse steckt jedenfalls auch Nephelin; obgleich man sich nicht in jedem einzelnen Falle auf optischem Wege von

der Sanidin- oder Nephelinnatur der rechteckigen oder quadratischen Elemente überzeugen kann, scheint mir doch wenigstens ein Theil davon sicher Nephelin zu sein, und dieser dürfte dann wohl auch noch in anderer, weniger gut erkennbarer Form anwesend sein. Von Nosean, den Angelbis (Erläuterung zu den betreffenden Blättern der Specialkarte) als wesentlichen Bestandtheil der Westerwälder Phonolithe angibt und dem er allein das Gelatiniren zuschreiben will, konnte ich weder in diesem, noch in verwandten Gesteinen eine Spur entdecken.

Glasmasse ist zwar nicht deutlich zu erkennen, mag aber in feinen braunen Häutchen das ganze durchweben. Von farbigen Gemengtheilen ist in der Grundmasse zwischen den Feldspathleisten eingeklemmt ein Augitmineral, in Form grüner und gelber Leistchen reichlich vertreten. Nach der geringen Auslöschungsschiefe (5 bis 6° gegen *c*) möchte man es wohl für Aegirin ansehen, doch wäre dann der Pleochroismus verhältnismässig schwach; die entsprechenden Farben sind für Schwingungen $\| c$ gelblich bis bläulichgrün; senkrecht dazu ein mehr oder weniger reines gelb. Jedenfalls ist es ein dem Aegirin oder Akmit sehr nahestehendes Glied der Pyroxengruppe. Die wenigen farbigen Einsprenglinge sind echter Augit, mit grosser Auslöschungsschiefe. Magnetit ist nur in ganz geringer Menge vorhanden; Titanit findet sich hin und wieder.

Dem vorstehend beschriebenen schliesst sich eng an das Gestein des benachbarten Fundortes zwischen Helferskirchen und Ewighausen, das hier an der Strasse — allerdings sehr schlecht — anstehend aufgeschlossen ist, ausserdem in zahlreichen Bruchstücken auf den benachbarten Feldern umherliegt. Es ist ebenfalls trachytischer Phonolith. Die Grundmasse ist mehr vorherrschend und noch besser leistenförmig individualisirt als bei vorigem. Sowohl diese Grundmasse-Individuen als auch dicke Krystalle zeigen oft eine auffallende Biegung im Sinne der wellig verlaufenden, fluidalen Anordnung. Diese Erscheinung ist auch bei den anderen Phonoliten, soweit sie leistenförmig entwickelte Grundmasse besitzen, mehr oder weniger gut zu beobachten. Zwischen den vorherrschenden Sanidinleistchen gelingt es nur schwierig, hin und wieder Kryställchen von Nephelin aufzufinden. Immerhin fehlt es nicht an solchen rechteckigen oder quadratischen Querschnitten, die mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit jenem Mineral zugewiesen werden können, zumal bei

der vorherrschend leistenförmigen Ausbildung der Grundmasse-Feldspäthe eine Verwechselung mit diesen weniger wahrscheinlich ist. Auch hier enthält die Grundmasse Augite von mässigem Dichroismus — gelblich bis grünlich —, aber erheblich schiefer (20 bis 22°) Auslöschung. Ebenso verhalten sich die wenigen als kleine Einsprenglinge auftretenden Augite.

Magnetit ist ebenfalls sehr wenig, Titanit vereinzelt vorhanden.

Die beiden besprochenen sind Vertreter der Phonolithvorkommen von Ewighausen-Niedersayn, die sämmtlich kaum bemerkbare Unterschiede zeigen, welchem der verschiedenen Fundpunkte dieses näheren Bezirkes die Stücke auch entnommen sein mögen. Es ist deshalb wohl anzunehmen, dass diese nur oberflächlich getrennt erscheinen, in Wirklichkeit eng zusammengehören. Als Hauptmerkmale dieses Vorkommens hätten dann zu gelten der makroskopisch wie mikroskopisch trachytartige Habitus, Reichthum an Einsprenglingen und vorzüglich leistenförmig-fluiduale Entwickelung der Grundmasse.

Eine zweite Gruppe umfasst die Vorkommen von Breiteberg, Bitterberg und Malberg. Hier ist der äussere Habitus durchaus der eines echten nephelinitoiden Phonoliths, an makroskopischen Einsprenglingen arm oder davon frei, von grüngrauer Farbe und fettigem Glanz. Unter dem Mikroskope zeigen sie statt der leistenförmigen vorwiegend eine xenomorphkörnige Ausbildung der Grundmasse, der gegenüber die Einsprenglinge mehr zurücktreten. Nephelin ist direct kaum mit Sicherheit zu erkennen und selbst durch die Färbmethode nur mangelhaft nachzuweisen.

Am nächsten der vorigen Gruppe steht das Gestein des Breiteberges, das zum Theil noch leistenförmige Entwickelung der Feldspathgrundmasse zeigt, jedoch in ziemlich unregelmässiger, richtungsloser Anordnung. Die Sanidineinsprénglinge sind zwar ziemlich zahlreich, aber von geringer Grösse und unregelmässig lappiger Begrenzung; durch Uebergänge in allen Grössenabstufungen erscheinen sie mit der Grundmasse verknüpft. Feinkörnige, schwer auflösbare Zwischenmasse ist neben den gröberen Elementen nur in geringer Menge vorhanden. Nephelin darin kaum zu erkennen. Mässig dichroitischer (gelblich-grünlich) Augit in Mikrolithenform mit 30° maximaler Auslöschungsschiefe (sie nimmt von aussen nach innen

stark zu), ist ziemlich spärlich. Magnetit findet sich nur sehr wenig. Titanit wurde nicht beobachtet.

Sehr ähnlich ist das Gestein des Bitterberges, es unterscheidet sich hauptsächlich durch einen auch makroskopisch hervortretenden Hornblendegehalt.

Die Grundmasse neigt noch mehr zu leistenförmiger Ausbildung und gleicht stellenweise vollkommen der der vorhergehenden Gruppe. Nephelin kann in der körnigen Zwischenmasse ebenfalls nur vermuthet, nicht direct als solcher erkannt werden. Der augitische Grundmassebestandtheil zeigt bei gelbgrüner Farbe schwachen Dichroismus und erheblich schiefe Auslöschung (Durchschnitt 25 bis 30°). Die Hornblende-Einsprenglinge sind braun, nicht sonderlich pleochroitisch, randlich stark corrodirt und mit neugebildetem Augit- und Magnetitrand umgeben, zuweilen auch ganz durch regenerirten Augit von grüner Farbe ersetzt.

Von diesen secundär gebildeten unterscheiden sich einige primäre Augiteinsprenglinge durch graue Färbung. Bemerkenswert ist noch das Vorhandensein von Titanit, dessen Kryställchen gelegentlich schon makroskopisch wahrnehmbar sind.

Interessant ist eine kleine Concretion, reich an Hornblende und Augit, mit grossen Titaniten und Apatiten; in der körnigen Grundmasse treten stellenweise ziemlich gut begrenzte quadratische Kryställchen hervor, die mit einiger Wahrscheinlichkeit als Nephelin angesprochen werden können.

Der in der Nähe von Oberahr aufgeschlossene, den District „Haarweiden" einnehmende Phonolith schliesst sich mikroskopisch durch seinen Reichthum an Sanidineinsprenglingen und sonstige Ausbildung auf's engste den ersterwähnten trachytähnlichen Vorkommen an, nur ist die zwischen den Sanidinleisten eingeklemmte Masse besser individualisirt, so dass vielfach gut begrenzte Nephelinkryställchen hervortreten. Hand in Hand mit dem reichlicheren Auftreten des Nephelins nimmt der augitische Bestandtheil der Grundmasse deutlichen Aegirincharakter an. Die Ausbildung zeigt eine entschiedene Hinneigung zum nephelinitoiden Typus. In erhöhtem Masse ist dies der Fall bei dem Phonolith aus einem Steinbruch in der Nähe von Saynerholz, der als Probe der zwischen diesem Orte und Helferskirchen südlich des Herrenheck und nördlich vom Breiteberg sich ausdehnenden Phonolitmasse gewählt wurde.

Es ist das einzige Gestein dieser Gegend, welches Nephelin in rechteckigen und hexagonalen Schnitten mit solcher Deutlichkeit zu erkennen gestattet. Die Entwickelung ist stellenweise eine derartige, dass man das Gestein überhaupt dem nephelinitoiden Typus zurechnen möchte.

Bezüglich der Ausbildung der Feldspathgemengtheile weicht es ebensowenig wie das vorige von den zuerst beschriebenen trachytähnlichen Vorkommen ab. Der augitische Grundmassebestandtheil zeigt bei beiden meist annähernd gerade Auslöschung. Magnetit fehlt. Ganz ähnlich verhält sich das jedenfalls damit zu vereinigende Gestein der Phonolithklippen an der Südseite des Herrenheck. Ziemlich abweichend von diesen, namentlich in structureller Beziehung, ist der bekannte Phonolith des Malberges. Es fehlen ihm auch mikroskopisch fast alle Einsprenglinge, wenn man nicht einige, etwas grössere, unregelmässige Sanidinlappen als solche ansehen will. Ganz vereinzelt nur finden sich besser ausgebildete Sanidine mit der charakteristischen Feldertheilung. Die ganze Masse ist durchaus xenomorphkörnig entwickelt, dabei die einzelnen Elemente so schlecht begrenzt, dass alles in einander zu verschwimmen scheint. Nur einzelne leistenförmige Feldspathzwillinge heben sich deutlicher aus diesem Gewirr ab. Ein sicheres Erkennen etwa vorhandenen Nephelins ist unter diesen Umständen kaum möglich, obwohl man einen Theil der deutlicher rechteckigen, beziehungsweise quadratischen Querschnitte dafür ansehen möchte; das Gesteinsgewebe ist aber ein so dichtes und inniges, dass es kaum gelingt, einen einzelnen Bestandtheil sicher in's Auge zu fassen.

Ziemlich reichlich ist ägirinähnlicher, aber mit 32—35° Neigung gegen die Hauptaxe auslöschender Augit.

Magnetit ist in weit grösserer Menge vorhanden als in den vorigen.

Titanit konnte nicht gefunden werden.

Chemische Untersuchungen.

In der vorstehend gegebenen Beschreibung der trachytischen und phonolithischen Gesteine musste mehrfach darauf hingewiesen werden, dass die mikroskopische Untersuchung an sich nicht immer ausreicht, den Charakter der betreffenden Eruptivgesteine mit ge-

nügender Sicherheit erkennen zu lassen. Es erschien deshalb wünschenswert, wenigstens einige Vertreter der chemischen Analyse zu unterwerfen. Die wichtigsten Punkte, deren Aufklärung dabei anzustreben war, betreffen den gelatinirenden Bestandtheil der Phonolithe und die Natur des in Salzsäure löslichen Antheils des schwarzen Gesteins von Hartenfels (Steinburg). Ausserdem handelte es sich noch darum, für die Beantwortung der — meiner Ansicht nach allerdings weniger erheblichen — Frage, ob ein in unserem Gebiete weit verbreiteter Typus trachytischer Gesteine zum echten Trachyt zu rechnen oder als trachytähnlicher Andesit aufzufassen sei, womöglich sichere Anhaltspunkte zu gewinnen.

Im Folgenden gebe ich die Ergebnisse meiner in dieser Richtung angestellten Untersuchungen, sowie eine Zusammenstellung der wenigen hieher gehörigen Angaben, die mir aus der Literatur bekannt geworden sind.

Phonolithe.

Die Mehrzahl der Phonolithe unseres Gebietes lässt auch unter dem Mikroskope keines der für diese Gesteinsgruppe charakteristischen, durch Salzsäure zersetzbaren Silicate erkennen. Eine Ausnahme machen in dieser Beziehung, wie sich aus der speciellen Beschreibung im petrographischen Abschnitt ergibt, nur die Vorkommen von den Fundorten „Haarweiden“ und „Saynerholz“, die deutlich erkennbaren Nephelin enthalten. Bei allen übrigen Vorkommnissen dagegen lässt uns auch die mikroskopische Untersuchung über die Natur ihres gelatinirenden Bestandtheiles ziemlich im Unklaren. Angelbis will als solchen zwar Nosean erkannt haben (vergl. oben). Diesen angeblichen Noseangehalt unserer Phonolithe bringt er sogar mit den hauynführenden Bimssteinen unseres Gebietes in Verbindung.[1]) Besonders betont er den „reichlichen“ Noseangehalt bei dem Gestein vom Malberg und vom Breiteberg. Ich vermochte indessen nicht, diese Angaben zu bestätigen.

Da diese Frage eine der wichtigeren für die Petrographie des Westerwaldes ist, schien es mir der Mühe wert, ihre Lösung auch auf chemischem Wege zu versuchen.

Für die Untersuchung wurde einerseits ein Gestein mit deutlich erkennbarem Nephelin, nämlich der Phonolith von Saynerholz,

[1]) Erl. zur geol. Specialkarte von Preussen, Blatt Girod.

andererseits das Gestein vom Breiteberg ausgewählt, in dem ich weder Nephelin noch einen anderen gelatinirenden Bestandtheil auffinden konnte. Dem Zweck der Untersuchung entsprechend wurde die quantitative Analyse nur an dem in *H Cl* löslichen Antheil *(l)* ausgeführt, während von dem unlöslichen Rückstand, beziehungsweise von dem Gesammtgestein, nur der Kieselsäuregehalt bestimmt wurde. Zum Zwecke der Zersetzung wurde das Gesteinspulver 12—14 Stunden mit concentrirter Salzsäure auf dem Wasserbade erhitzt und der unlösliche Rückstand von der Lösung und der ausgeschiedenen Kieselsäure getrennt. Unter *A* ist das Ergebnis auf die Gesammtmasse des Gesteins, unter *B* auf den löslichen Antheil berechnet.

	I Saynerholz spec. Gewicht = 2·583[1]		II Breiteberg spec. Gewicht = 2·554[1]	
Löslicher Antheil *(l)*	26·82%		15·38%	
SiO_2 (Gesammtgestein)	58·43%		61·27%	
	A	*B*	*A*	*B*
Rückstand	73·18	—	84·62	—
SiO_2	11·65	43·43	6·65	43·25
Al_2O_3	6·83	25·54	3·76	24·46
Fe_2O_3	0·65	2·42	0·49	3·19
MnO	0·11	0·43	0·07	0·51
CaO	1·25	4·66	0·47	3·05
MgO	0·16	0·59	0·05	0·35
K_2O	0·30[2]	1·11[2]	0·61	3·95
Na_2O	4·25	15·86	2·07	13·45
SO_3	0·13	0·50	0·14	0·76
Glühverlust (H_2O)	0·96	3·60	0·94	6·25
	99·47	98·14	99·87	99·22

[1]) Bei I mittels Pyknometer am Pulver bestimmt; bei II an einem grösseren Stück nach archimedischer Methode. Letztere ergab für I: $s = 2·559$. Ein Controlversuch, mit Hilfe Goldschmidt'scher Indicatoren in Methylenjodid angestellt, lieferte übereinstimmend für I und II $s = 2·56$.

[2]) Die Bestimmung des *K*-Gehaltes ist jedenfalls zu niedrig; beim Trocknen des K_2PtCl_6-Niederschlages stieg durch Versehen die Temperatur zu hoch, so dass Zersetzung eintreten musste. Der wirkliche *K*-Gehalt dürfte dem des Gesteins II (Breiteberg) ziemlich gleich kommen. Bei letzterem wurde, zur Vermeidung eines

Die fast vollkommene Uebereinstimmung der procentischen Zusammensetzung des in Salzsäure löslichen Theiles der beiden Gesteine berechtigt zu der Annahme, dass der gelatinirende Bestandtheil der beiden derselbe sei. Da in dem Phonolith von Saynerholz deutlich erkennbarer Nephelin vorliegt, dürfen wir auch das Gestein vom Breiteberg als Nephelin-Phonolith ansprechen, umsomehr, als das in der Lösung nachgewiesene Verhältnis der Hauptbestandtheile recht gut mit der Durchschnittszusammensetzung eines Nephelins übereinstimmt.

Dass Nosean nicht in irgendwie erheblicher Menge zugegen sein kann, beweist der verschwindende Schwefelsäuregehalt, der vielleicht auf geringe Mengen oxydirter Schwefelmetalle zurückzuführen ist.

Ebenso wie das Gestein vom Breiteberg dürften sich die übrigen Phonolithe unseres Gebietes verhalten, welche unter dem Mikroskope keinen gelatinirenden Bestandtheil erkennen lassen. Auch sie können demnach wohl unbedenklich als Nephelin-Phonolithe gelten.

Mit dem Zurücktreten des durch Salzsäure zersetzbaren Gemengtheils geht Hand in Hand die Annäherung an trachytische Gesteine, wie im mikroskopischen Habitus so auch chemisch. Der Phonolith des Breitebergs mit über 61% SiO_2 bei nur 15% löslicher Bestandtheile bringt dies deutlich zum Ausdruck. Das Gegenstück dazu in der Trachytreihe werden wir in dem Gestein vom Arzbacher Kopf kennen lernen. Bei der verhältnismässig grossen Verbreitung phonolithähnlicher Trachyte in unserem Gebiete ist diese gegenseitige Annäherung beider Gesteine von besonderem Interesse.

Hornblendeandesit.

Von dieser Gesteinsgruppe liegt aus unserem Gebiete, soviel ich sehe, nur eine Analyse vor. Sie betrifft das Gestein des Sengelberges und ist von Bertels a. a. O. mitgetheilt.

Der Vollständigkeit halber möge sie hier ebenfalls Platz finden.

ähnlichen Fehlers, *Pt* im *H*-Strom reducirt und daraus *K* berechnet. Da die Summe $K_2O + Na_2O$ dieselbe bleiben muss, so ist die Zahl für Na_2O unter I um so viel zu hoch als die für K_2O vermuthlich zu niedrig ist.

SiO_2	48·02
TiO_2	0·15
Al_2O_3	16·92
Fe_2O_3	11·63
FeO	4·70
MnO	2·44
CaO	8·58
MgO	1·45
Na_2O	2·36
P_2O_5	1·55
SO_3	0·56
Cl	0·53
H_2O	1·78
	100·67

Augitandesit der Steinburg (Hartenfels).

Dieses Gestein hat, wie erwähnt, im Laufe der Zeit die verschiedenartigste petrographische Deutung erfahren.

Wegen seiner Eigenschaft, mit Salzsäure zu gelatiniren, zunächst als Phonolith betrachtet [v. Dechen, Emmons[1])], wurde es später, dem triklinen Charakter seines Feldspathes entsprechend, aus der Reihe der Orthoklasgesteine gestrichen und zum Augitandesit gestellt (Angelbis, geol. Specialkarte, Blatt Selters). Bruhns[1]) beobachtete darin zuerst den Olivin, dessen Anwesenheit er das Gelatiniren zuschrieb, und benannte das Gestein demnach als Basalt. Zirkel[2]) bemerkt hiezu: „Zu den Phonolithen ist das Gestein allerdings nicht zu rechnen, da es gar keinen Sanidin, blos Plagioklas enthält, aber das deutliche Gelatiniren mit *HCl* kann wohl kaum mit Bruhns auf den Olivingehalt zurückgeführt werden und bleibt immer noch nicht genügend erklärt."

Ich ziehe es vor, das Gestein trotz des Olivingehaltes beim Augitandesit zu belassen, wofür die Begründung im petrographischen Theil gegeben ist.

Zur Feststellung der Natur des gelatinirenden, in Salzsäure löslichen Bestandtheiles wurde ebenso wie beim Phonolith verfahren.

[1]) A. a. O.

[2]) Lehrbuch der Petrographie, Bd. III, pag. 797.

Das bei 110° C. getrocknete Gesteinspulver wurde mit concentrirter Salzsäure circa 30 Stunden lang auf dem Wasserbade erwärmt; dabei wurde von der angewandten Substanz zersetzt:

$$l = 53{\cdot}96\%\qquad\text{(I)}$$

In einem anderen Falle hatte bei nur 12stündiger Einwirkung der Säure betragen:

$$l = 51{\cdot}89\%\qquad\text{(II)}$$

Es ergab sich folgende Zusammensetzung des zersetzten Antheils: Im Gesammtgestein SiO_2 [1]) $= 45{\cdot}88\%$.

	I	II	
SiO_2	32·85	32·23	
Al_2O_3	16·91	—	
Fe_2O_3	16·62	—	
P_2O_5	1·37	—	
MnO	4·08	2·39	(Spur NiO) [2])
CaO	10·68	10·22	
MgO	5·12	5·52	
Na_2O	5·24	—	
K_2O	3·64	—	
Glühverlust . . .	3·28	3·28 [3])	
	99·79	—	

Eine genaue Verrechnung auf bestimmte Minerale erscheint kaum thunlich, da die Mehrzahl der Bestandtheile verschiedenen Mineralen angehört, deren quantitative Betheiligung dabei höchstens annähernd geschätzt werden kann. Die Kieselsäure ist theils auf Olivin, zum grösseren Theile aber auf Plagioklas zurückzuführen. Thonerde muss fast ausschliesslich von letzterem geliefert sein, ebenso die Alkalien und der grösste Theil des Kalkes. Das Eisen wäre zum kleineren Theil als Oxydul (1—2%) auf Olivin zu beziehen, der

[1]) Der Niederschlag wurde in diesem Falle nicht auf Reinheit geprüft, daher der gefundene Wert vermuthlich ein wenig zu hoch.

[2]) Der geringe *Ni*-Gehalt wurde bei I vernachlässigt; ebenso beidemal der auf circa 0·1% anzuschlagende an *F*, beziehungsweise *Cl* aus Apatit.

[3]) Dieser Wert ist nothwendigerweise etwas zu niedrig, da beim Glühen — unter Luftzutritt — theilweise Oxydation erfolgte.

Hauptmenge nach jedoch als Magnetit aufzufassen. Magnesium ist wohl nur aus Olivin zu erwarten. Der Rest des Kalkes (circa 1·6%) ist auf den Apatit zu rechnen.

Auffallend hoch ist der Mangangehalt, wovon nur ein sehr kleiner Theil aus Olivin stammen kann; vielleicht ist auch Augit mit angegriffen worden! — Unter Zugrundelegung dieser Gesichtspunkte und der Durchschnittszusammensetzung der betreffenden Minerale ist nachstehend der Versuch gemacht worden, die Vertheilung der Hauptbestandtheile im einzelnen nachzuweisen.

	SiO_2	Al_2O_3	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	FeO	Na_2O+K_2O
Olivin . .	6	—	—	?	—	5	1—2	—
Anorthit .	20—21	16—17	—	—	8—9	—	—	4—5
Apatit . .	—	—	1·37	—	1·6	—	—	—
	26—27	16—17	1·37	?	9·6—10·6	5	1—2	4—5
(Analyse) .	(32·85)	(16·91)	(1·37)	(4·08)	(10·68)	(5 12)	(—)	(8·88)

Berücksichtigt man gebührend die Unsicherheit der Rechnungsgrundlagen, so findet man eine erhebliche Differenz zwischen den Ergebnissen der Rechnung und der Analyse — abgesehen von dem Mangangehalt — nur bei der Kieselsäure und den Alkalien. Diese Abweichung lässt sich wohl befriedigend durch die Annahme erklären, dass entweder der durch Säure zersetzte Feldspath kein Anorthit war, sondern ein etwas saueres alkalireicheres Glied der Plagioklasreihe, oder aber — und diese Auffassung ist wohl naturgemässer — dass neben Anorthit auch saurer Plagioklas vorhanden war und theilweise zersetzt wurde. Jedenfalls ist soviel zu erkennen, dass die Zersetzung durch Salzsäure — abgesehen vom Magnetit — wesentlich nur die auch mikroskopisch deutlich erkennbaren Gemengtheile: Plagioklas, Olivin, Apatit betrifft und dass ersterer daran den Hauptantheil hat. Damit dürfte dann auch endlich das vielbesprochene Gelatiniren dieses Gesteins eine zureichende Erklärung finden, da ja Anorthit von Salzsäure unter Ausscheidung gelatinöser Kieselsäure zersetzt wird.

In Einklang hiemit steht eine Kieselsäurebestimmung des dem Hartenfelser durchaus ähnlichen Gesteins von Schenkelberg (spec. Gew. 2·885), die ich Herrn C. Thaddéef verdanke. Es fand sich der auffallend niedrige Gehalt von

44·23% SiO_2

im Gesammtgestein. Das Pulver des Gesteins gelatinirt ebenfalls vorzüglich mit Salzsäure.

Bei der durch die mikroskopische Untersuchung dargethanen Mineralzusammensetzung ist man auch bei diesem, ebenso wie beim vorigen Gestein zu der Annahme berechtigt, dass in dem Feldspath grossentheils Anorthit vorliegt.

Eine Gesammt-Analyse dieses Gesteines wurde vom Herrn Bergbaubeflissenen Jungeblodt, dem ich für die freundliche Ueberlassung der nachstehenden Zahlen verbunden bin, im Laboratorium des Herrn Professor Stahlschmidt zu Aachen ausgeführt und ergab folgende Zusammensetzung:

SiO_2	44·50
TiO_2	0·31
Al_2O_3	20·31
Fe_2O_3	2·27
FeO	8·84
CaO	11·44
MgO	3·90
MnO	0·50
P_2O_5	1·22
K_2O	1·64
Na_2O	3·70
Glühverlust (H_2O und Spuren von CO_2)	1·40
	100·03

Trachyte.

Drei Analysen von Trachyten unseres Gebietes liegen vor, die sich auf zwei verschiedene Typen beziehen. Die eine ist die des Trachyts vom Hahn (Selters), von Angelbis in den „Erläuterungen" mitgetheilt. Eine von mir ausgeführte Kieselsäurebestimmung ergab in naher Uebereinstimmung mit jener Analyse:

63·41% SiO_2.

Da die vollständige Analyse einiges Interesse bietet, sei es mir gestattet, sie hier ebenfalls — nach der citirten Quelle — anzuführen:

SiO_2	63·50
Al_2O_3	19·10
FeO	4·08
CaO	3·00
MgO	0·12
Na_2O	9·12
K_2O	Spuren
H_2O	0·74
	99·66

Der Kieselsäuregehalt erhebt sich somit mit 63·50, beziehungsweise 63·41% nicht unwesentlich über den mittleren Gehalt der Andesite (nach F. Zirkel[1]) 57—61%) und übersteigt auch noch beträchtlich den der ebendort angeführten sauersten Varietät (ibid. VI: 61·92%); er entspricht bereits einem ziemlich saueren Trachyt, für welche Gruppe Zirkel (l. c. pag. 378) einen Durchschnitt von 58—63% SiO_2 setzt.

Der Thonerdegehalt ist ziemlich hoch und könnte als Argument für die Zurechnung des Gesteins zum Andesit verwendet werden, doch finden sich auch noch thonerdereichere Trachyte, z. B. Nr. IV, V und VI a. a. O.

Die auffallend niedrige Ziffer beim Kalk (CaO 3·00%) spricht übereinstimmend mit dem hohen Kieselsäuregehalt für die Trachytnatur des Gesteins. Noch ungewöhnlicher erscheint der fast verschwindende Magnesiumgehalt (0·12%), doch lässt sich das vielleicht mit der auffallenden Spärlichkeit der farbigen Gemengtheile erklären. Geradezu befremden muss dagegen das Verhältnis der Alkalien: Abwesenheit (bis auf Spuren) von Kali bei mehr als 9% Natron; hier liegt wohl zweifellos ein Fehler in der Kalibestimmung vor.

Bei dem soeben besprochenen sehr nahe stehenden Gestein von Wölferlingen fand ich:

SiO_2 64·25%,

also nicht sehr erheblich von jenem verschieden. Davon weicht allerdings der von Hilger[2]) in der Analyse dieses Gesteins angegebene Wert beträchtlich ab, weshalb ich diese hier ebenfalls folgen lasse:

[1]) Lehrb. II, pag. 608.

[2]) A. a. O.

SiO_2	59·87
Al_2O_3	22·52
Fe_2O_3	0·32
FeO	2·52
MnO	0·13
MgO	0·46
CaO	2·50
Na_2O	5·78
K_2O	4·42
H_2O	2·24
	100·76

Ich halte es für zweifellos, dass Kieselsäure hier erheblich zu niedrig bestimmt wurde, dagegen ist wahrscheinlich der für Thonerde gefundene Wert als zu hoch anzusehen. Der verhältnismässig geringe Gehalt an zweiwertigen Metallen befindet sich in leidlicher Uebereinstimmung mit den entsprechenden Werten bei der vorhergehenden Analyse und bringt die auch dieses Gestein charakterisirende Armut an Bisilicaten zum Ausdruck. Das Verhältnis der Alkalien ist hier jedenfalls richtiger angegeben als in der von Angelbis mitgetheilten Analyse. Da die Summe in beiden Fällen ziemlich übereinstimmt ($Na_2O + K_2O = 10·20\%$ in dem einen, gegen $9·12\%$ [+ „Spuren"] in dem anderen Falle), darf wohl unbedenklich für das petrographisch fast völlig gleiche Gestein von Selters auch ein ähnliches Verhältnis von Kali und Natron vorausgesetzt werden.

Jedenfalls zeigt die Höhe des Kieselsäuregehaltes dieser Gesteine, die als typischste Vertreter der „andesitischen Trachyte" gewählt wurden, dass man vollberechtigt ist, diese Gruppe noch zum Trachyt zu ziehen, ein Verfahren, dem das Verhältnis der übrigen Bestandtheile mindestens nicht widerspricht.

Auch der Typus der phonolithischen Trachyte ist vertreten durch die von v. Gümbel[1]) mitgetheilte Analyse des Gesteins vom Arzbacher Kopf. Nachstehend ist unter *A* die Analyse des Gesammtgesteins, unter *B* die des durch *HCl* zersetzten Antheiles ($l = 9·535\%$) auf Procente umgerechnet:

[1]) A. a. O.

	A	B
SiO_2	60·26	22·81
Al_2O_3	17·12	9·69
Fe_2O_3	4·34	30·48
FeO	1·95	15·24
CaO	2·85	10·49
MgO	0·75	—
MnO	0·27	—
K_2O	6·71	1·46 (meist K_2O)
Na_2O	3·37	
CO_2	1·55	8·23
H_2O	0·80	1·57
	99·97	99·97

Im Kieselsäuregehalt steht also dieser phonolithische Trachyt noch etwas unter dem Phonolith vom Breiteberg.

Zusammenfassung.

Von jüngeren Eruptivgesteinen finden sich im Westerwalde ausser Basalten Trachyte, Andesite und Phonolithe.

Die petrographische Entwickelung ist eine ziemlich mannigfaltige, da jede der genannten Gesteinsarten in verschiedenen Ausbildungsweisen auftritt. Danach lassen sich weiter unterscheiden: phonolithischer und andesitischer Trachyt, Hornblendeandesit und Augitandesit, sowie als besondere Andesitvarietäten das früher als „Isenit" beschriebene Gestein und ein anderes, an der Grenze zum Basalt stehendes („Basaltandesit"). Auch der Phonolith, obwohl im ganzen von einheitlichem Habitus, neigt in einigen Vorkommen mehr zum trachytoiden, in anderen mehr zum nephelinitoiden Typus.

Das verbreitetste der trachytischen Gesteine ist ein etwa in der Mitte zwischen Trachyt und Andesit stehendes, das ich deshalb als Andesittrachyt bezeichne.

Ueberhaupt ist das Auftreten derartiger Mittelglieder von unbestimmtem petrographischen Charakter eine bemerkenswerte Eigenthümlichkeit unseres Gebietes.

Mit Ausnahme des Phonolithes, der ein ziemlich grosses, fast zusammenhängendes Gebiet einnimmt, treten die besprochenen Gesteine an der Oberfläche meist nur in sehr geringer Ausdehnung auf.

Ihre Lagerungsverhältnisse und Altersbeziehungen zu einander sowohl, wie zu den Basalten bleiben daher unsicher. Die Gesammtheit der Erscheinungen spricht jedoch dafür, dass wenigstens Trachyte und Hornblendeandesite älter sind als der jüngere Basalt und von diesem und den begleitenden Tuffen grösstentheils überdeckt wurden.

Die Phonolithe sind möglicherweise erheblich jünger, doch fehlen hier noch mehr wie bei den Trachyten und Andesiten entscheidende Beobachtungen.

Zu benachbarten Trachytgebieten, insbesondere zu dem Eruptivcentrum des Siebengebirges steht dasjenige des Westerwaldes in keinen engeren Beziehungen; das einzige petrographische Bindeglied stellt das vereinzelte Vorkommen von phonolithischem (Aegirin-) Trachyt am Kühlsbrunnen im Siebengebirge dar.

XV. Ueber Beziehungen zwischen dem Schmelzpunkt von Mineralien, ihrer Zonenstructur und Ausscheidungsfolge in Ergussgesteinen. Temperatur der Laven.

Von **Reinhard Brauns.**

Die folgenden Bemerkungen sind veranlasst worden durch die Abhandlung von F. Becke, „Ueber Zonenstructur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen“ [1]), in der die Zonenstructur der Plagioklase mit der Verschiedenheit ihrer Schmelzpunkte in Verbindung gebracht wird. Die Untersuchungen über die Zonenstructur der Kalknatronfeldspathe haben ergeben, dass in der Regel der Kern kalkreicher ist als die Hülle, jedoch kommen auch Ausnahmen davon vor und besonders mannigfaltige Abwechslung zeigen die von F. Becke untersuchten Plagioklase im Tonalit der Riesenferner. [2]) Sie zeigen vom anorthitreichen Kern aus einen mehrmaligen Wechsel von albitreicheren und anorthitreicheren Schichten, bald in regelmässig, bald auch in unregelmässig wechselnder Zonenfolge. In Uebereinstimmung mit R. Herz erklärte F. Becke diese Erscheinung durch die Annahme, dass während der Erstarrung des Gesteins häufig und periodisch Ereignisse eingetreten seien, welche die Löslichkeit der Feldspathsubstanzen beeinflusst haben; als solche Ereignisse könnten in Betracht kommen Temperaturabnahme, Druckänderung, Aenderung der chemischen Zusammensetzung des Magmas, namentlich auch Aenderungen in seinem Gehalt an Gasen und Dämpfen. Es ist dies die Annahme, die Verfasser für die allein richtige halten möchte und die auch F. Becke noch aufrecht erhält, nur glaubt er, dass noch ein anderer Factor dabei zu berücksichtigen sei, der Schmelzpunkt der Verbindung.

Die Schmelzpunkte der Plagioklase sind von Joly (Proc. Roy. Ir. Acad. 1891, 2, 38) zu ermitteln versucht worden. Ueber die Methode sagt C. Hintze, der in seinem Handbuch der Mineralogie,

[1]) Diese Mittheilungen, Bd. XVII, pag. 97.

[2]) Diese Mittheilungen, Bd. XIII, pag. 414.

pag. 1443, die Untersuchungen von Joly mittheilt, dass die Schmelztemperatur mit dem Meldometer bestimmt wurde, in der Weise, dass auf einem durch elektrischen Strom erhitzten Platinstreifen das mit Wasser gemengte Mineralpulver unter dem Mikroskop beobachtet und mit anderen, nach ihrer Schmelztemperatur bekannten Substanzen verglichen wurde.

So wurden folgende Schmelztemperaturen[1]) bestimmt:

Sanidin . .	1140° C.	Albit . . .	1175° C.
Adular . .	1175° „	Oligoklas . .	1220° „
Mikroklin . .	1175° „	Labradorit .	1230° „

Indem F. Becke diese Beobachtungen zusammenfasst, kann er nun jene die Zonenfolge der Plagioklase beherrschende Regel einfach so aussprechen: In den Erstarrungsgesteinen reicher, sich von den Bestandtheilen eines isomorphen Schichtkrystalls von Plagioklas in den älteren Schichten die schwerer schmelzbare Componente an. Unter Berücksichtigung der Zonenstructur anderer Mineralien drückt dann F. Becke die Regel mit folgenden Worten aus: In isomorphen Mischkrystallen der Erstarrungsgesteine sind, wofern Zonenstructur beobachtet wird, die schwerer schmelzbaren Componenten im Kern, die leichter schmelzbaren in der Hülle angereichert.

Wenn ich nun versuche, diese Frage hier weiter zu besprechen, so geschieht dies nicht etwa in der Absicht, sie zu entscheiden das ist nicht möglich, sondern mit dem Wunsche, sie weiter zu beleuchten und in der Hoffnung, andere wieder anzuregen, so wie ich angeregt wurde.

Ganz zweifellos besteht zwischen dem Schmelzpunkt eines Minerals und der Temperatur seiner Ausscheidung im Magma die

[1]) Andere Angaben über die Schmelzbarkeit der Feldspathe stimmen mit diesen und untereinander nicht überein. Nach den Tabellen von Kobell-Oebbeke ist Labradorit leichter schmelzbar als Albit, aber schwerer schmelzbar als Anorthit; nach den Tabellen von Fuchs-Streng dagegen ist Anorthit am leichtesten, Albit am schwersten schmelzbar und die Schmelzbarkeit der Mischungen steigt mit ihrem Natrongehalt. Dies glaube ich nach Schmelzversuchen v. d. L. gleichfalls bestätigen zu können, während nach den Messungen von Joly das umgekehrte der Fall sein soll. Die Schmelztemperatur von Adular ist früher von Schertel zu 1400 bis 1420° bestimmt worden, nach Schmelzversuchen v. d. L. liegt sie entschieden höher als die von Labradorit.

eine Beziehung, dass sich das Mineral aus dem Magma nur dann ausscheiden kann, wenn die Temperatur des Magmas unter dem Schmelzpunkt des Minerals bei dem gerade herrschenden Druck liegt. Bei einer über dem Schmelzpunkt liegenden Temperatur kann sich der Körper nicht ausscheiden, weil er da nicht fest werden kann; seine Substanz bleibt im flüssigen Zustand ein Bestandtheil der Lösung. Wenn sich aber aus dem Magma eine Verbindung ausscheidet, so geschieht dies noch mehr unter ihrem Schmelzpunkt, als durch die andern gleichzeitig vorhandenen Substanzen der Schmelzpunkt heruntergedrückt wird.[1]) Eine Regel, in welchem Masse der Schmelzpunkt einer Verbindung durch die Gegenwart von anderen festen Körpern und flüssigen Substanzen heruntergedrückt wird und in welchem Verhältnis die Schmelzpunkte verschiedener Körper beeinflusst werden, ist nicht bekannt und wir können nichts Näheres darüber aussagen.

Für die Schmelzpunkte mehrerer Verbindungen und ihre Ausscheidungsfolge besteht die Beziehung, dass sich eine schwerer schmelzbare Verbindung vor einer leichter schmelzbaren ausscheiden kann, nämlich dann, wenn die Temperatur des Magmas zwischen den Schmelzpunkten beider liegt, unter dem Schmelzpunkt der schwerer schmelzbaren und über dem Schmelzpunkt der leichter schmelzbaren Verbindung. Ob es aber wirklich zur früheren Ausscheidung der schwerer schmelzbaren Verbindung kommt, hängt weniger von ihrem Schmelzpunkt als von ihrer Löslichkeit im Magma unter den gerade herrschenden Verhältnissen ab; es kann sehr wohl der Fall eintreten, dass es bei der höheren Temperatur noch nicht zur Ausscheidung der schwerer schmelzbaren Verbindung kommt, die Temperatur fällt und nun die leichter schmelzbare Verbindung vor der schwerer schmelzbaren sich ausscheidet.

In erster Linie wird also die Ausscheidungsfolge mehrerer Verbindungen aus einem Magma durch ihre Löslichkeit unter den gerade herrschenden Verhältnissen regulirt; die Löslichkeit einer Verbindung im Magma aber hängt von der Zusammensetzung der Lösung, der Temperatur und dem Druck ab, nicht aber von dem Schmelzpunkt der Verbindung. Unter einem Gemenge von Verbindungen wird die am leichtesten schmelzbare in Rücksicht auf ihren

[1]) Vergl. R. Brauns, Chemische Mineralogie, pag. 68. E. Reyer, Theoretische Geologie u. andere Werke.

Schmelzpunkt nur insofern eine Rolle spielen, als sie bei der Verflüssigung Lösungsmittel für die schwerer schmelzbaren wird. Dass die Ausscheidungsfolge der Verbindungen aus einem Magma und, wie daraus zu schliessen, ihre Löslichkeit mit ihrer Schmelzbarkeit in keiner directen Beziehung steht, geht schon daraus hervor, dass leichter schmelzbare Mineralien vor schwerer schmelzbaren krystallisiren.

Aus diesen Betrachtungen kommen wir demnach zu der Anschauung, dass die Löslichkeit einer Verbindung im Magma von ihrem Schmelzpunkt nicht abhängt, und die Ausscheidung einer Verbindung aus dem Magma von deren Schmelzpunkt nur insofern beeinflusst wird, als die Ausscheidung nicht bei einer über dem Schmelzpunkt liegenden Temperatur erfolgen kann; die Ausscheidung mehrerer Verbindungen erfolgt nicht proportional ihrem Schmelzpunkt, sondern ist abhängig von der Temperatur des Magmas, dem Druck und dem Mengenverhältnis der gelösten Stoffe und kann sich mit diesen verschieben.

Dasselbe gilt für isomorphe Mischkrystalle[1]) und das Auftreten von Zonenstructur ist dadurch zu erklären, dass sich während des Wachsthums der Krystalle die Zusammensetzung des Magmas, das Mengenverhältnis der gelösten Stoffe, vielleicht auch der Druck und die Temperatur geändert haben, wie F. Becke schon früher betont hat. Wenn daher die Ausscheidungsfolge einmal proportional den Schmelzpunkten erscheint, wie in den von F. Becke aufgeführten Fällen, so kann sie ebenso gut ein andermal nicht proportional denselben sein. Beispiele bieten uns die Plagioklase selbst, ebenso andere Verbindungen, die je nach dem Mengenverhältnis ihrer Bestandtheile in der einen oder in der anderen Reihenfolge aus dem Magma krystallisiren. Erst wenn zwei Substanzen nahezu gleiche Löslichkeit in dem Magma haben und ihre Schmelzpunkte nahe

[1]) Das, was F. Küster (Zeitschr. f. phys. Chem. VIII, 577, 1891) für ein isolirtes geschmolzenes Gemisch isomorpher Körper gefunden hat, kann nicht für isomorphe Mischungen gelten, die sich aus einem Magma ausscheiden. Der Schmelzpunkt von isolirten isomorphen Mischungen sollte sich allerdings proportional der Beimischung ändern, ihre Erstarrung und Ausscheidung aus einem Magma aber erfolgt nicht proportional ihrem Schmelzpunkt, sondern nach ihrer Löslichkeit in dem Magma.

liegen, könnten beide Factoren, Löslichkeit und Schmelzbarkeit, zur Geltung kommen und schaukelnd bald der eine, bald der andere überwiegen, thatsächlich wird es wohl aber auch hier immer so sein, dass die Löslichkeit der allein ausschlaggebende Factor ist.

Der Satz, dass sich eine Verbindung aus dem Magma nur bei einer unter ihrem Schmelzpunkt liegenden Temperatur ausscheiden kann, gibt uns ein Mittel an die Hand, für die Temperatur der erstarrenden Lava eine obere Grenze anzugeben. Wenn wir nämlich die Schmelzpunkte der Mineralien in den Ergussgesteinen kennen würden, könnten wir angeben, welche Temperatur die flüssige Lava während der Ausscheidung eines bestimmten Minerals höchstens gehabt haben kann, nämlich höchstens die Schmelztemperatur des betreffenden Minerals, thatsächlich wird die Temperatur der Lava immer weit unter dieser Schmelztemperatur liegen.

Die genaue Feststellung der Schmelzpunkte der gesteinsbildenden Mineralien hat daher für die Beurtheilung dieser und ähnlicher Fragen die allergrösste Bedeutung und es wäre sehr zu wünschen, dass eine möglichst genaue Bestimmung der Schmelzpunkte einmal durchgeführt würde. Die bisher vorliegenden Angaben sind nicht gut zu vergleichen, weil die Bestimmungen nach verschiedenen und nicht immer ganz zuverlässigen Methoden ausgeführt sind. Immerhin können wir schon aus den vorliegenden Angaben feststellen, dass die Temperatur von Laven nicht so hoch sein kann, als sie bisher meist geschätzt wurde. Natürlich können sich die Bestimmungen der Temperatur nur auf die an der Erdoberfläche befindliche und darum unter geringem Druck stehende Lava beziehen, denn im Erdinnern unter starkem Druck können aus dem Magma Mineralien bei einer Temperatur krystallisiren, die über ihrem an der Erdoberfläche zu beobachtenden Schmelzpunkt liegt, weil durch den Druck ihr Schmelzpunkt im allgemeinen erhöht wird.

Ueber die Schmelzpunkte der gesteinsbildenden Mineralien findet man folgende Angaben.[1])

Nach Thoulet liegen die Schmelzpunkte der meisten zwischen dem dritten und fünften Grad der Kobell'schen Scala, also zwischen dem von Almandin und Orthoklas.

Nach den Bestimmungen von Schertel schmilzt basaltische Hornblende bei 1166°, Orthoklas (Adular) zwischen 1400 und 1420°

[1]) R. Brauns, Chem. Min., pag. 61.

und Bronzit zwischen 1420 und 1436°. Nach den oben mitgetheilten, von Joly ermittelten Werten bewegen sich die Schmelzpunkte der Feldspathe zwischen 1140 und 1230°. Von den anderen häufigeren gesteinsbildenden Mineralien schmilzt Leucit noch schwerer als Orthoklas, ebenso eisenarmer Olivin, beide sind vor dem Löthrohr unschmelzbar, Hauyn und Nosean lassen sich etwas leichter und noch vor dem Löthrohr schmelzen, beträchtlich leichter schmilzt Augit, und noch leichter als dieser schmelzen Hornblende und Melilith. In einer erstarrenden basaltischen Lava scheidet sich in der Regel Augit vor dem schwerer schmelzbaren Plagioklas aus, die Temperatur der Lava muss also aus den oben angeführten Gründen unter der Schmelztemperatur von Augit liegen. Nehmen wir für Labradorit den von Joly ermittelten Schmelzpunkt von 1230°, so würde die Temperatur der Lava bei der Ausscheidung von Plagioklas weit unter diesem Werte liegen und wir würden sie mit ungefähr 1000° kaum zu niedrig schätzen, eher noch zu hoch; ich möchte es sogar für wahrscheinlicher halten, dass die Temperatur der erstarrenden Lava weit unter 1000° liegt. Die bisherigen Schätzungen bewegen sich zwischen 1500 und 2000°[1]) oder darüber, sind also sicher viel zu hoch.

[1]) H. Credner (Elemente der Geologie) gibt die Temperatur der Lava im Erdinnern auf 2000° an, K. v. Fritsch (Allgemeine Geologie) die Temperatur des aus dem Erdinnern dringenden Gesteins auf mehr als 1500°, W. v. Gümbel (Grundzüge der Geologie) auf 1000—2000°, E. Kayser (Allgemeine Geologie) spricht von einer sicherlich oft mehrere 1000° betragenden Temperatur der Lava, F. Pfaff (Allgemeine Geologie als exacte Wissenschaft) bezeichnet die Temperatur von 1000° als Schmelztemperatur von Basalt und Lava als viel zu niedrig, H. Reusch (Ueber Vulcanismus, deutsch v. Herrmann, hier citirt nach Günther, Lehrb. d. Geophysik I, 352) schätzt die Temperatur der hervortretenden Lava auf 2000°. Der Wahrheit näher kommen gewiss Angaben, die sich bei Bischof und Fuchs finden. G. Bischof (Lehrb. d. chem. u. phys. Geologie, Supplementband, pag. 97) beruft sich auf H. Davy, der gefunden hatte, dass ein Kupferdraht von $^1/_{20}$ und ein Silberdraht von $^1/_{30}$ Zoll Durchmesser, in die Lava in der Nähe ihres Ursprungs gesteckt, augenblicklich schmolzen. Da der Schmelzpunkt von Silber nach Daniell bei 978°, der von Kupfer bei 1118° liegt, glaubt Bischof als mittlere Zahl für die Schmelzhitze der Lava 1000° annehmen zu können, die Temperatur der aus der Tiefe der Canäle aufsteigenden Lava wäre jedoch viel höher. C. W. C. Fuchs (Die vulcanischen Erscheinungen der Erde, pag. 310) führt als Gewährsmann Scacchi an, der in Gemeinschaft mit Saint-Claire Deville die Temperatur der Vesuvlava vom Jahre 1855 zu bestimmen versuchte, indem er Drähte von Kupfer, Silber und Eisen von $^1/_2$ bis $^2/_3$ Millimeter im Durchmesser in die fliessende Lava

Die Temperatur der im Vulcanschlot aufsteigenden Lava wird man naturgemäss für höher halten müssen als die Temperatur der fliessenden Lava, aber um wieviel höher, entzieht sich der Beurtheilung, nur eins lässt sich darüber aussagen. Entweder ist die Temperatur der aufsteigenden, intratellurischen Lava um vieles höher als die der fliessenden, dann könnten sich intratellurische Ausscheidungen überhaupt nicht oder nur von den am schwersten schmelzbaren Mineralien bilden, deren Schmelzpunkt noch über der Temperatur des Magmas läge — oder ihre Temperatur ist nicht so beträchtlich viel höher — dann wäre die Bildung intratellurischer Ausscheidungen möglich und aus der Schmelztemperatur der Mineralien, die sicher als intratellurische Ausscheidungen festzustellen sind, liesse sich wieder ein Maximum für die Temperatur der aufsteigenden Lava ermitteln, allerdings noch weniger genau als für die fliessende Lava, da uns das Mass, in dem sich die Schmelzpunkte unter Druck verschieben, nicht bekannt ist.

Nachdem es in neuerer Zeit gelungen ist, die Schmelztemperaturen von Körpern bei über 1000° zu messen, ist zu hoffen, dass derartige Versuche auch auf Mineralien ausgedehnt werden; sie würden in mehr als einer Richtung Interesse verdienen und die Arbeit lohnen.

---

tauchte. Nach einigen Secunden zeigten Kupfer und Eisen nur eine dünne Oxydhaut, das Silber war nur auf der Oberfläche matt geworden. Die Temperatur dieses Stromes wurde darum auf kaum 700° C. geschätzt. Gegen diese Methoden, die Temperatur der Lava zu bestimmen, ist übrigens einzuwenden, dass die Körper Silber, Kupfer, Eisen in der Lava nicht nur bei ihrem Schmelzpunkt verflüssigt werden, sondern auch weit unter ihrem Schmelzpunkt von dem Magma gelöst werden können, besonders wenn sie vorher etwa durch die Dämpfe des Magmas in Chloride oder andere Verbindungen übergeführt waren. Im allgemeinen wird also die Temperatur der Lava nach diesen Veränderungen zu hoch geschätzt werden. — In der That haben calorimetrische Temperaturbestimmungen an Aetnalava der Eruption 1892 durch A. Bartoli am Anfang des Lavastroms in einer Tiefe von 1 Meter die höchsten Temperaturen von 1060°, 990°, 980°, 970° ergeben; in Entfernung von 2—3 Kilometer vom Ursprung gab derselbe Lavastrom um etwa 200° niedere Temperaturen (E. Rudolph, Bericht über die vulcanischen Ereignisse während des Jahres 1894. Diese Mitth., Bd. XVI, 380). (Auf diese Notiz hat mich F. Becke nach Einsendung meines Manuscriptes freundlichst aufmerksam gemacht; meine oben ausgesprochene Ansicht von der verhältnismässig niederen Temperatur der Lava findet hierin schon eine Bestätigung.)

XVI. Notizen.

Gümbelit als Versteinerungsmittel.

Auf Anregung von Herrn K. v. Fritsch, welcher mir gütigst das nöthige Material zur Verfügung stellte, untersuchte ich die Versteinerungsmittel von Graptolithen und Kohlenpflanzen aus der hiesigen Sammlung, um festzustellen, wie weit das Mineral Gümbelit hier eine Rolle spiele. Die Untersuchung ergab, dass die Substanz, welche als Versteinerungsmittel der Graptolithen von Grobsdorf bei Ronneburg, Garnsdorf bei Saalfeld, Limbach bei Gräfenthal, Heinrichsruhe bei Schleiz und Ebersbrunn bei Zwickau (sämmtlich Vorkommen des unteren Graptolithenschiefers) auftritt, zum Gümbelit zu stellen ist. Das gleiche Mineral bewirkte die Pflanzenversteinerungen von Unter-Loquitz (Thüringen), Piesberg bei Osnabrück und Petit Coeur in der Tarentaise.

Der Gümbelit, welcher bisher genauer nur nach seinem Aussehen und chemischen Verhalten beschrieben war, zeigte bei näherer Untersuchung die folgenden Eigenschaften. Die weisse, seiden- bis perlmutterglänzende Versteinerungsmasse füllt die von Pflanzenresten oder Graptolithen hinterlassenen Hohlräume bald als dickere Lage, bald als dünnes Häutchen vollkommen aus. Die mineralische Masse besteht nicht, wie Gümbel meinte, aus eigentlichen Blättchen [1]), sondern aus äussert feinen, langgestreckten, häufig nach einer Fläche etwas taflig entwickelten Prismen; diese ähneln dort, wo sie nur in dünner Lage auftreten — in einer Ebene miteinander verfilzt —, grösseren Krystallblättchen. Die Prismen sind theils in einem ganzen Pflanzen- oder Graptolithen-Körper parallel orientirt (z. B. Unter-Loquitz, Limbach), so dass die Richtung ihrer Anordnung (vielleicht unter Druck erfolgt) in Stengeln und Blättern oder im ganzen Graptolithen die gleiche ist, theils bilden sie Aggregate von äusserst dünnen radialgestellten Individuen. Das Mineral lässt sich in einer Ebene, welche einer vollkommenen Spaltbarkeit zu entsprechen scheint, leicht abheben; die Härte ist etwa gleich der des Talks, also 1. U. d. M. zeigen die Prismenaggregate im polarisirten Licht bei + Nicols schwache Licht- und mässig starke Doppelbrechung. Die Lichtbrechung dürfte etwa gleich der des Anorthit sein. Die langen dünnen Prismen, ohne deutliche endliche Begrenzung, sind häufig (oft erst durch das Abheben) stark gebogen und zeigen dann undulöse Auslöschung; in allen nicht gebogenen Partien findet Auslöschung parallel der Längsrichtung der Prismen statt. Während das Mineral in den meisten Fällen einschlussfrei ist, enthalten die Krystalle von U.-Loquitz Einschlüsse eines stark lichtbrechenden, anisotropen Minerals, welches meist in kleinen, schwach gelblichen, vollkommen durchsichtigen Körnchen auftritt. Der Titangehalt, welchen die Analysen ergeben haben, ist wohl auf ähnliche Einschlüsse zurückzuführen; wozu das fremde Mineral zu rechnen, wage ich nicht zu entscheiden, doch haben die Körnchen manchmal grosse Aehnlichkeit mit Titanit.

---

[1]) cf. auch v. Gümbel, diese Zeitschr., Bd. II, 189.

Stellen wir die oben angegebenen Eigenschaften des versteinerungsbildenden Gümbelits in Vergleich zu Pyrophyllit, so ergibt sich eine überraschend grosse Uebereinstimmung mit diesem Mineral, zu dem Gümbel anfangs auch geneigt war die Substanz zu stellen.[1])

	Pyrophyllit:	Gümbelit:
Krystallsystem:	Rhombisch?	Rhombisch?
Habitus:	Stenglig, radial oder sternförmig angeordnet.	Lang prismatisch; radial oder parallel angeordnet.
Härte:	1.	1.
Lichtbrechung:	1·58	ca. 1·58
Spec. Gew.:	2·8—2·9	2·8 Gümbel.
	Biegsam	Biegsam
Spaltbarkeit:	Parallel einer Fläche der Längsrichtung vollkommen.	Parallel einer Fläche der Längsrichtung vollkommen.

Die physikalisch-krystallographischen Eigenschaften ergeben also, soweit bekannt, vollkommene Uebereinstimmung des Pyrophyllits mit Gümbelit; es dürfte auf dieselben wohl mehr Gewicht zu legen sein als auf die Analysen, zumal es sehr schwer ist, genügend reines Material zur chemischen Untersuchung zu beschaffen.[2])

Ich stehe deshalb nicht an, den Gümbelit zum Pyrophyllit (und Agalmatolith) zu stellen, zu denen er in ähnlicher Beziehung stehen dürfte wie verschiedene Glieder der Chloritreihe zu einander. Auch wird echter Pyrophyllit ebenso wie Gümbelit als Versteinerungsmaterial genannt.[3]) Es treten demnach Mineralien der Pyrophyllit-Gümbelitreihe versteinerungsbildend an folgenden Localitäten auf:

Nordhalben bei Steben (Gümbelit v. Kobell), Eberstadt bei Ludwigstadt und Neuhammer bei Lobenstein (Pyrophyllit v. Gümbel oder Gümbelit v. Gümbel), Limbach bei Gräfenthal (v. Kraatz) und Gräfenthal (Gümbelit v. Gümbel), Grobsdorf bei Ronneburg, resp. Ronneburg (v. Kraatz, resp. Websky[4]), Garnsdorf bei Saalfeld (v. Kraatz), Heinrichsruhe bei Schleiz (v. Kraatz), Ebersbrunn bei Zwickau (v. Kraatz), Petit Coeur, Tarentaise (Gümbelit v. Gümbel), U.-Loquitz, Thüringen (v. Kraatz), Piesberg b. Osnabrück (v. Kraatz), Mahony City, Schuykill Co. Pa. (Pyrophyllit Genth[5]), Cross Creek Colliery b. Drifton Luzern Co. (Pyrophyllit Genth).[6])

Halle a. S. Mineralogisches Institut der Universität, August 1897.

K. v. Kraatz.

---

[1]) F. v. Gümbel, Sitzungsber. der bayr. Akad. der Wiss., 1868, 498.

[2]) cf. v. Gümbel, Sitzungsber. etc. a. a. O.

[3]) cf. Hintze, Mineralogie, II, 831, Analyse XIII u. XIV.

[4]) cf. Hintze, Mineralogie, II, 832.

XVII. Literatur.

Physik, Chemie, Krystallographie.

Rinne F.: Kugelrunde Eiskrystalle und Chondren von Meteoriten. — Neues Jahrb. f. Min. etc., 1897, Bd. I.

Derselbe: Isotypie bei chemisch einfachen Körpern und der Carborund. — Neues Jahrb. f. Min. etc., 1897, Bd. II.

Mineralogie.

Hlawatsch C.: Ueber den Stolzit und ein neues Mineral „Raspit" von Brokenhill. — Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums, 1897, Bd. XII, 1. Heft.

Riva C.: Sopra alcuni minerali di Nebida (Cerussit, Anglesit, Baryt, Calamin). — Rendiconti della R. Accademia dei Lincei, 1897, Vol. VI, 1. sem., serie 5, fasc. 12.

Geologie, Petrographie.

Cape of Good Hope. First Annual Report of the Geological Commission, 1896. — Cape Town, 1897.

Cohen E.: Meteoreisen, Studien V. — Annalen des k. k. naturhistor. Hofmuseums, Wien 1897, Bd. XII.

Michel-Lévy M. A.: Classification des Magmas des roches éruptives. — Bull. de la Société géologique de France, 1897, 3. Sér., T. XXV.

v. Kraatz K.: Der Hornblendebasalt von Mitlechtern. — Notizblatt des Vereins für Erdkunde u. d. grossh. geologischen Landesanstalt zu Darmstadt. 1896. IV. Folge, 17. Heft,

Schmidt A.: Der Bergbau im Jahre 1896 auf der Milleniums-Ausstellung zu Budapest. — Földtani Közlöny. 1897, XXVIII.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

XVIII. Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone-Thales.

Von **Raimund William Schaefer.**

(Mit Taf. IX und einer Textfigur.)

Der mächtige Zug dunkler, grösstentheils massiger, seltener schiefriger Gesteine, welcher bei Ivrea aus den Diluvial- und Alluvialablagerungen der lombardischen Ebene auftaucht und sich längs des Südrandes der Alpen bis über Locarno hinaus erstreckt, lässt sich in den umgebenden Gneissen, krystallinen Schiefern und hellfarbigen Eruptivgesteinen leicht verfolgen und zeigt in seinem südöstlich vom Monta Rosa gelegenen Theile, woselbst er vom Thal des Mastalloneflusses durchschnitten wird, seine grösste Breite. Hier läuft auch dieser grossen Gesteinszone eine zweite, nordwestlich von ihr liegende, schmälere Zone basischer Gesteine parallel, die sich nur von Carcoforo bis Pallanzeno im Ossolathale hinzieht.

Der Gesteinszug von Ivrea wurde schon von sehr vielen Forschern studirt, und bietet es Interesse, die historische Entwicklung der geologischen Wissenschaft in dem Wechsel der Anschauungen über die Genesis und den Charakter seiner Gesteine zu verfolgen.

In erster Linie kommen die Arbeiten von Studer, Gastaldi, Taramelli, Gerlach, Schmidt, C. Diener, H. R. Zeller, S. Traverso, C. Porro und R. van Horn in Betracht. Studer[1]) hielt den Serpentin und Gabbro für das metamorphe Endglied der Reihe und den Schiefer für das normale; Gastaldi[2]) sprach sich für die sedimentäre Entstehung des Serpentins aus und hält auch die übrigen

[1]) Studer, Geologie der Schweiz. 1851, Bd. I.

[2]) Gastaldi, Studii geologici sulle alpi occidentali, 1851.

„Pietre verdi" grösstentheils für präpalaezoische, sedimentäre Bildungen; Taramelli[1]) erklärt sich für die Diagenese dieser Formation und glaubt, dass der Antigoriogneiss der Laurentischen, der Gneis recente der Huronischen und die Amphibolitzone (der Gesteinszug von Ivrea) der Carbonformation entspreche.

H. Gerlach[2]), der sich mit diesem Gesteinszug sehr eingehend beschäftigte, vermochte sich mit Bestimmtheit weder für die plutonische, noch für die „metamorphische" Bildung der Sesia-Hornblendegesteine zu entscheiden, da er die Merkmale beider an diesen Gesteinen wahrnahm.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse bemerkt Gerlach, dass bei einem Streichen von SSW. nach NNO. sich längs des ganzen Nordrandes regelmässige Gneiss- und Glimmerschieferauflagerung mit Nordfallen und ebenso an der Südgrenze überall Südfallen mit etwas steilerer Aufrichtung beobachten lassen. „Wenn auch bei der unendlichen Zerklüftung in dem mittleren Theile (im Gesteinszug) wenig von bestimmbarer Stratification die Rede sein kann, so geht doch durch die auf beiden Seiten stattfindende Auflagerung deutlich hervor, dass das Ganze eine sattelförmige Lagerung besitzt."

Verschieden von dieser Auffassung ist die von C. Diener[3]), welcher den ganzen Gesteinszug von Ivrea für eine Grabenverwerfung hält und diejenige von H. R. Zeller[4]), welcher eine Art Centralmassiv darin erblickt.

Eine geringere Meinungsverschiedenheit herrscht nach den neueren Untersuchungen über die Art der Entstehung des basischen Gesteinszuges. Diejenigen Forscher, die sich neuerdings mit seiner Untersuchung befasst haben, sprechen sich mehr oder weniger bestimmt für die eruptive Entstehung seiner Gesteine aus. S. Traverso[5]) beschreibt einige Gesteine dieser Zone und nimmt sehr richtig eine Eintheilung in eruptive und in eruptiv-metamorphe Glieder vor. Allgemein bemerkt er über die Pyroxen-Amphibolgesteine im Ossolathale, dass

---

[1]) Taramelli, Note geologiche sul bacino Idrografico del Fiume Ticino. Bol. Soc. G., Bd. IV.

[2]) H. Gerlach, Die penninischen Alpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Lief. XXVIII, pag. 135.

[3]) C. Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.

[4]) H. R. Zeller, Ein geologisches Querprofil d. Centralalpen. Bern 1895.

[5]) S. Traverso, Geologia dell' Ossola. Genova 1895, pag. 147.

dieselben ausgedehnte Massen bilden, die in massiger oder dünn geschieferter Ausbildung dem Gneiss eingeschaltet sind. Auch fällt ihm auf, dass sie sich allmählich vom massigen zum schiefrigen Typus entwickeln, und dass ihre Structur von grösserer Bedeutung ist, als ihre Zusammensetzung. Ein essentieller Unterschied, wie er von Gerlach und Anderen zwischen massigen Pyroxen-Hornblendegesteinen und Hornblende-Aktinolithschiefern hinsichtlich ihrer Entstehung gemacht wurde, wird von Traverso nicht angenommen. Porro[1]) gewinnt aus der Untersuchung des basischen Gesteinszuges von Ivrea im Gebiet von Finero die Ueberzeugung, dass sich seine Gesteine aus einem eruptiven Magma verfestigt haben, welches in und zwischen die damals noch ungestörten Schichten des Sesia- und Stronagneises eindrang und sich vor seiner Erstarrung in ein Feldspath-Amphibolit- und ein Peridotit-Magma spaltete. An den Contactstellen zeigen sich nach Porro folgende Verhältnisse: Der Feldspath-Amphibolit wird gegen den Gneiss hin deutlich schiefrig, der Peridotit wird schiefrig und serpentinisirt. Am Contact beider Eruptivgesteine untereinander nimmt der Peridotit oft lagenweis angeordnete Hornblende auf. Was die Gneise anbelangt, so wird der Stronagneiss am Contact deutlich grobflaserig, während der Sesiagneiss in Sericitschiefer übergeht.[2])

Die im gesammten Eruptivzuge auftretenden Gesteinstypen gehören, den verschiedenen Untersuchungen nach, der Norit-, Diorit-, der Gabbro- und Peridotitreihe an. Die bei Finero befindlichen, basischen Gesteine theilt Zeller in die Hornblendeschiefer- und Dioritgruppe einerseits und in die Gruppe der Feldspathamphibolite, Pyroxengesteine, Peridotite und Serpentine andererseits ein, während Porro 1. Pyroxen führenden Feldspathamphibolit, 2. schiefrigen, zum Theile fasrigen Feldspath-Amphibolit, 3. Hornblende-haltigen Feldspath-Pyroxenit, 4. grobgebänderten Feldspath-Amphibolit und 5. Peridotit unterscheidet. Im Ossolathale besteht die Formation (Traverso)

[1]) Cesare Porro, Geognostische Skizze der Umgegend von Finero. Zeitschr. d. deutschen geol. Ges., Bd. XLVII, Heft III.

[2]) W. Salomon erläutert diese Verhältnisse in seiner Arbeit über die periadriatischen, granitischkörnigen Massen, welche in diesen Mittheilungen, Bd. XVII, Heft 2 und 3, pag. 272 und 273 erschienen ist und deutet mit Recht die von Porro und Traverso am Contact gefundenen Gesteine als dynamometamorphe Gebilde.

von Vogogna bis Cuzzago aus Gabbro und Diabas, im untern Theil des Thales aus Gabbro, Diabas, Diorit und Amphibolit. Bei Premosella und Rumianca ist nach Traverso ein ganz locales Vorkommen von Peridotit und Pyroxenit vorhanden. Bei Ivrea besteht der Gesteinszug nach den zur Zeit noch unveröffentlichten Studien van Horn's aus Noriten mit Faciesbildungen von Quarz-Hypersthendiorit und Hornblende-Gabbro.

Geologisches Auftreten der basischen Gesteine im Gebiet des Mastallone.

Der schmale, basische Gesteinszug.

Die schmälere, nordwestlich vom Hauptzuge liegende, basische Eruptivzone besteht in ihrer ganzen Ausdehnung von Pallanzeno bis Carcoforo vorwiegend aus dem später zu besprechenden Hornblende-Diorit und seinen Umwandlungsproducten. Diese Zone besitzt weniger selbständigen Charakter, als der breite Hauptzug, und würde sie die häufig gebrauchte Bezeichnung „Amphibolitzug" eher rechtfertigen, als dieser, auf den sie gewöhnlich, aber mit Unrecht, angewandt wurde. Sie ist den Gneissen ihrer Umgebung concordant (SW—NO.) eingelagert und vermochte anscheinend wegen der geringeren Mächtigkeit und ihrer mehr centralen Lage in den Alpen den ursprünglichen Charakter ihrer Gesteine seltener zu bewahren. Dieselben wurden häufig Amphibolit- und Grünschieferähnlich. Bei Castiglione im Anzathale enthält die schmale Eruptivzone ausgedehnte Einlagerungen und Gänge von dem pag. 515 erörterten Dioritaplit. Nordwestlich von Fobello, unterhalb des Barranca-Passes, tritt der Diorit verbunden mit Quarz-Norit auf.

Schwierig sind die in dem Diorit auftretenden und die Dioritzonen randlich begleitenden Marmorlager zu erklären (vergl. pag. 508). Porro bemerkte benfalls, dass die im Sesia- und Stronagneiss liegenden Kalk- und Marmorlager die basischen Gesteine mit auffälliger Constanz begleiten und weist auf die derartigen Vorkommnisse in anderen Gebieten hin. Dass es sich um Kalkschichten handelt, die ursprünglich zusammenhingen und die durch den ausserordentlich starken Druck, der die benachbarten Gesteine in Gneisse und krystallinische Schiefer verwandelte, zum Theil

marmorisirt, geschiefert, zerstückt und zu linsenförmigen Massen ausgequetscht wurden, ist jedoch sehr wahrscheinlich. Die innerhalb des Diorites erscheinenden, allerdings sehr seltenen Marmorlager sind entweder als grosse Einschlüsse, oder als (eingefaltete) Inseln aufzufassen, die in den Diorit von aussen her hineinragen; in der Mitte der basischen Gesteinszonen wurden nirgends derartige Kalkeinlagerungen beobachtet und ist jedenfalls an einen syngenetischen Zusammenhang mit denselben nicht zu denken.

Der schmale Gesteinszug ist im Gebiet des Mastallone eingeschaltet zwischen dem grobkörnigen Augengneis von Ponte grande, der am Contact beim Barranca-Passe starke Schieferung, OW-Streichen und 30° nördliches Einfallen [1]) zeigt, und den verschiedenen krystallinen, meist schiefrigen, von Bordo bis Fobello sich erstreckenden Gesteinsmassen. Dieselben trennen derart den schmalen und den breiten, basischen Gesteinszug und reihen sich thalabwärts folgendermassen aneinander. Auf den Hornblende-Diorit und den hier Quarz führenden, etwas metamorphen Norit des schmalen Zuges folgt der pag. 516 besprochene Granat-Sillimanit-Gneiss. Hierauf erscheint Dioritaplit, der mit Hornblende-Diorit in zahlreicher Wiederholung wechsellagert und gleich diesem, bald stärkeren, bald schwächeren Schieferungsgrad zeigt. Oberhalb und unterhalb Fobello streicht eine reichhaltige Gesteins-Serie in SW- bis NO-Richtung. Es sind Gneisse, Graphit-Gneisse, Glimmerschiefer, Kalkschiefer, Quarzite (reich an goldführendem Pyrit) und Grünschiefer, welche ich auf der Karte als Gesteine der „Schieferzone von Fobello" zusammengefasst habe. Bei weiterer Annäherung an den breiten Gesteinszug trifft man auf ein schwarzes, dichtes, wenig geschiefertes exomorphes Contactgestein, welches einen mehrere Meter breiten Gürtel um denselben bildet und auch im Sesia- und Stronathale am Nordrande der basischen Eruptivzone beobachtet wurde.[2])

---

[1]) Beim Striengo-Passe an der Cma. di Pianone zeigt derselbe eine deutliche Antiklinale und dasselbe Streichen.

[2]) Dieses Gestein, in welchem allerdings keines der charakteristischen Contactmineralien nachgewiesen werden konnte, documentirt sich durch seinen Hornfelsähnlichen Habitus und seine mikroskopische Structur als ein Product des Contactes. Es ist so überaus dicht, dass es sich auch bei stärkster Vergrösserung nicht in seine Gemengtheile auflösen lässt. In dem bräunlichen, trüben, körnigen, isotrop erscheinenden Gemenge lassen sich nur selten einige Feldspathkörnchen erkennen.

Der breite, basische Gesteinszug.

Die grosse Zone norit-dioritischer Gesteine, welche gewöhnlich unter dem Namen „der Amphibolitzug von Ivrea" zusammengefasst wurde, zeigt zwischen Fobello und Varallo und den benachbarten Gebieten den Charakter einer aus massigen, nicht selten metamorphen, basischen Eruptivgesteinen bestehenden Formation. Von Norden her wird dieselbe durch die Schiefer von Fobello und durch den Sesiagneis, von Süden her durch den Stronagneis begrenzt, der in der Gegend von Varallo öfters Einlagerungen von Granit, Serpentin und auch von Marmor enthält. Endomorphe oder exomorphe Contactphänomene wurden an der Südgrenze des basischen Gesteinszuges nicht bemerkt; am Nordrande desselben folgt auf das erwähnte schwarze, dichte, exomorphe Contactgestein unterhalb Fobello zunächst ein stark metamorpher Norit, ein grünlicher, sehr dichter und sehr zäher Saussuritfels. In diesen Saussuritfels, der in normalen, aber granatführenden Norit übergeht, ist neben der Strasse ein Stollen getrieben, zur Gewinnung des hier auftretenden goldhaltigen Pyrites. Diese Gänge von Pyrit, die in der ganzen Gegend verbreitet sind und früher zu einem Bergbau Anlass gaben, treten vorzugsweise an derartigen Contactstellen auf, kommen aber auch im Gneissgebiet, z. B. bei Ponte grande, vor. Je schlechter und undeutlicher die Pyrite auskrystallisirt sind, desto goldreicher sind sie.

Der breite basische Gesteinszug zeigt unterhalb Fobello einen überraschenden Facieswechsel.

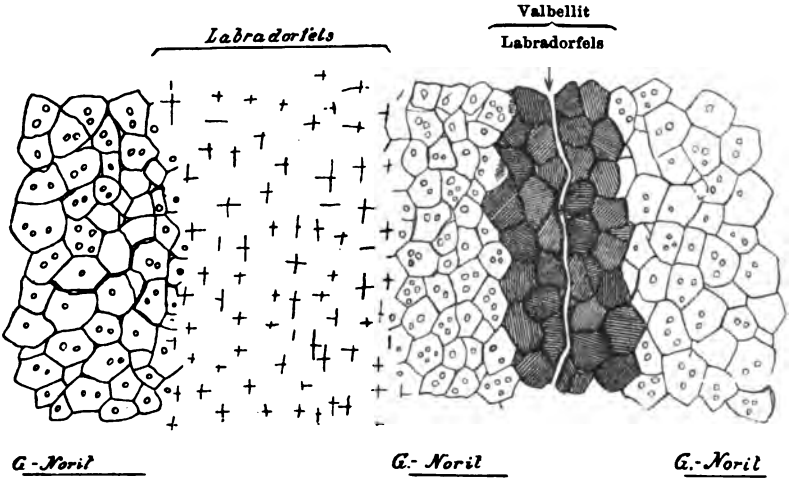
Der granatführende, pag. 504 besprochene Norit hält im Thal des Mastallone bis zum Dorfe Ferrera an. Von hier an tritt sehr reiner Norit auf, der bis zum Dorfe Sabbia ansteht. Von Sabbia bis Varallo wird der Gesteinszug aus Biotit-Diorit zusammengesetzt.

In dem Gebiet des Granat-Norites zweigen die Seitenthäler von Rimella und Valbella in nördlicher und nordöstlicher Richtung ab und schliessen durch die schluchtenähnlichen Einschnitte, welche sich ihre Gewässer gegraben haben, die Gesteine in seltener Schönheit auf.

Im Thal von Rimella tritt als Facies des Granat-Norites der herrliche, pag. 511 erwähnte Granat-Bronzit-Gabbro auf,

der viele basische Gänge enthält, beim St. Gottardo-Bache Hornblende-Diorit. Zwischen diesen beiden Faciesbildungen erscheint als breite Quetschzone bei der Punta del Cavallo die bei den Noriten erörterte Noritgneiss-Bildung. In der ganzen Gegend, bis zum Dorfe Voy im Mastallonethal sind Quetschzonen, geschieferte Einlagerungen, Druckbreccien, Verwerfungen, Rutschflächen und ähnliche Phänomene, die auf starke tektonische Störung hinweisen, recht häufig.

Oberhalb Ferrera sind durch die Strasse viele Gänge aufgeschlossen, und zeigt die beistehende Zeichnung das Schema eines dort im Granit-Norit auftretenden, gemischten Ganges von Labradorfels und basischem Gestein, das als Amphibol führender Harzburgit oder



auch als Bronzit führender Amphibolpikrit angesehen werden kann. Dieser Typus wurde als Valbellit-Typus bezeichnet. Neben dem basischen Gang, der eine Breite von 4 *m* besitzt und dem in ihm auftretenden, 15 *cm* breiten Labradorfelsgang, der sehr scharfes Saalband zeigt, befindet sich ein 8 *m* breiter Gang von Labradorfels. Dieser Gang und der Gang von Valbellit ist eng mit dem Granat-Norit verlöthet und verbunden. Bei Ferrera verschwindet der Granat aus dem Norit, und die Hornblende reichert sich an. Es finden sich hier die später zu besprechenden Hornblende-Norite, beziehungsweise Bronzit-Diorite. Dort mündet das durch grosse landschaftliche Schönheit auffallende Valbella, an

dessen Beginn der Bronzit-Diorit prächtige thurmähnliche Erosionsformen und viele Gänge von Valbellit aufweist.

Weiter thalabwärts von der Mündung des Valbella verschwindet die Hornblende wiederum aus dem Norit und bei Saliceti und Nosuggio finden sich die reinsten Typen von Norit. Die Gesteine sind prächtig frisch, massig und von mittlerem Korn und die vegetationsreichen Berge haben sanfte, abgerundete Formen. Von Sabbia an wird der Norit reich an Biotit und geht Varallo zu in reinen Biotit-Diorit über. Im Gebiet des Biotit-Diorites findet sich eine Facies von Bronzit-Gabbro in der Gula-Schlucht oberhalb Barattina.

Im Thal der Sesia, das den Gesteinszug zwischen Varallo und Boccioletto schräg durchschneidet, herrscht eine dem Mastallonethal entsprechende Gesteinsfolge; nur tritt zwischen Bettola und Balmuccia eine ausgedehnte Einlagerung von Harzburgit auf.

Petrographische Beschreibung.

Es sind Norite, Hornblende-Norite, Bronzit-Diorite, Hornblende-Diorite, Biotit-Diorite, Bronzit-Gabbros und Peridotite, welche den basischen Gesteinszug von Ivrea an dieser Stelle zusammensetzen. Sie zeigen mit Ausnahme der Peridotite ein allmähliches Ineinanderübergehen, das die Einheitlichkeit der Bildung bezeugt. Weiter unten sind die im basischen Gesteinszug auftretenden Gänge erörtert; es sind Labradorfelsgänge und dem Harzburgit oder Amphibolpikrit nahestehende Valbellite. Ferner die mit dem Gesteinszug in Beziehung stehenden Dioritaplite und der Granat-Sillimanit-Gneiss von Bordo.

Die Reihe der Norite.

Der Norit von Nosuggio im Thal des Mastallone, einer der verbreitetsten Typen, ist ein massiges Gestein von ziemlich einheitlichem Bestande und gleichmässiger Korngrösse. Die Gemengtheile haben die Grösse eines Nadelkopfes und sind ein weisser glasglänzender Plagioklas, braune, isometrische Körnchen von Bronzit, glänzende Kryställchen von braunschwarzer Hornblende und ganz untergeordnet Biotit und Diallag. Durch sein optisches Verhalten liess sich der Plagioklas als ein basischer, dem Bytownit nahestehender Labradorit bestimmen; auch das specifische Gewicht von 2·71 stimmt hiemit. Wie alle anderen Gemengtheile ist auch er

in diesem Gestein vollständig frisch; er zeigt Zwillingsbildung nach dem Albit-, Karlsbader und Periklingesetz. Labrador tritt auch in den übrigen basischen Gesteinen auf und ist ebenfalls in den Gesteinen des Ossolagebietes der herrschende Feldspath (Traverso). Van Horn, der die Plagioklase des basischen Gesteinszuges an seinem Westende, bei Ivrea, untersucht hat, findet in dem dortigen Quarz-Hypersthen-Diorit hauptsächlich Glieder der Andesin- und saureren Labrador-Reihe, in dem Norit vorwiegend basischen Labrador, im Hornblende-Gabbro meistens Bytownit.

Im Gestein von Saliceti im Mastallone-Thal, welches einen sehr reinen Norittypus darstellt, zeigt der Labrador Neubildung von Zoisit und der Bronzit eine peripherisch beginnende Umwandlung in Bastit. Der Bronzit dieser Gesteine ist der älteste Hauptgemengtheil, sein Pleochroismus ist in den verschiedenen Noriten bald schwächer, bald stärker, aber immer sehr deutlich a = farblos bis gelblich, b = rosa, c = grün. Nicht selten, z. B. im Gestein von Cravagliana, enthält der rhombische Pyroxen bräunliche, rectanguläre, tafelige, mikrolithische Interpositionen und unregelmässig geformte Körner von grünem Spinell eingelagert. Er zeigt hier sehr lebhaften Pleochroismus und ist mit etwas Diallag vergesellschaftet.

Die im Schliff braungrüne Hornblende des Norites von Nosuggio liegt gern neben dem Bronzit und besitzt folgenden Pleochroismus: a = hellgelb < b = braun, c < braungrün. In den anderen Noriten entbehrt sie des grünen Tones. Ihr Mengenverhältnis ist ein wechselndes und führt die Anreicherung von Hornblende im Gestein, die mit dem Zurücktreten des Bronzites einhergeht, allmählich zum Diorit.

Eine Art Mitteltypus aller verwandten Gesteine ist der Norit von Cravagliana, welcher neben dem rhombischen Pyroxen und dem Labrador reichlich Hornblende, Diallag und Biotit enthält. Der Labrador dieses Gesteines ist voll von winzigen Rutilnädelchen.

Accessorisch tritt in den Noriten und noritischen Gesteinen fast stets Magnetit, Magnetkies und grüner Spinell auf.

Eigenthümlich ist das Auftreten von Granat in den Noriten am Nordwestrande des Hauptzuges. Nach dem Centrum des Zuges hin verschwindet er aus den Gesteinen. In den Noriten unterhalb Fobello und im Seitenthal von Rimella ist er wesentlicher Gemengtheil. Er besitzt gleiches Korn wie die übrigen Gemengtheile, ist

röthlichbraun und im Dünnschliff farblos und frisch und gehört dem gemeinen Granat an.

In dem Norit, welcher etwas oberhalb Ferrera im Mastallone-Thal ansteht und der wegen seines bedeutenden Hornblendegehaltes zu den unten zu besprechenden Dioriten führt, die sich auch örtlich an ihm anschliessen, spielt der Granat eine merkwürdige Rolle. Er bildet mit grosser Regelmässigkeit eine mehr oder weniger dicke Schale um die zahlreichen Körner von grünem Spinell und Magnetit. Hiebei ist es gleichbleibend, ob dieselben im Bronzit liegen oder gegen Hornblende und Plagioklas angrenzen und spricht dies sehr für seinen primären Charakter. Das ganze Gestein ist prachtvoll frisch. In dem später zu besprechenden Bronzit-Gabbro des Rimella-Thales kommt Granat auch in bis faustgrossen Einsprenglingen nach Art der Turmalinsonnen im Granit vor. Traverso beschreibt einen Pyroxen-Diorit mit Granat von Pieve Vergonte und Ornavasso. Er nennt den Granat Almandin und gibt an, dass die Granat-Dioritvarietät sehr verbreitet sei im Thal von Vigezza und Cannobina, besonders beim Pian di Sale und Rocce del Gridone. Cesare Porro beobachtete den Granat in den Pyroxen-Feldspath-Amphiboliten vom Monte Torrione bis zum Gridone als accessorischen Gemengtheil. Auch in den so verbreiteten, später zu besprechenden Hornblende-Dioriten kommt er gelegentlich in parallel mit den Bändern ziehenden Lagen vor und zeigt hier mitunter (Porro) Kelyphitbildung.

Ich studirte gebänderte Dioritblöcke, an welchen der Labrador und die Hornblende allmählich aus dem Gestein verschwanden und an Stelle derselben Quarz und Granat traten, so dass schliesslich ein gebändertes Quarz-Granatgestein vorlag. So sehr auch nach dem oben erörterten Erscheinen des Granates demselben die Bedeutung eines primären Gemengtheiles zuzukommen scheint, so weist doch diese Art des Auftretens und sein Vorkommen in den mehr randlich gelegenen Gesteinen des Zuges auf eine, in der metasomatischen Periode entstandene pneumatolytische Bildung desselben hin.

Metamorphosen an den Noriten.

Innerhalb des Noritgebietes findet man Gesteine, welche anscheinend ganz den Habitus von Gneissen und krystallinen Schiefern besitzen und in Zonen von verschiedener Breite auftreten. Aber bei

genauer Untersuchung stellt sich heraus, dass sie nichts anderes als veränderte, mehr oder weniger gequetschte Norite sind. Ihre Schieferungsebene ist meist steil gestellt und streicht Südwest-Nordost.

Eine solche Quetschzone findet sich in schöner Ausbildung im Norit des Rimellathales, bei einem steilen Felsen, der Punta di Cavallo. Das Gestein sieht genau wie ein Gneis aus, es besitzt die lenticular-flaserige Structur eines solchen und besteht aus zuckerkörnigen Feldspathmassen, in denen einzelne Quarzkörner durch ihren Fettglanz und die mangelnde Spaltbarkeit unterscheidbar sind, und aus sehr dünnen dunklen Lagen, die vom Pyroxen und seinen Neubildungen herrühren. In der Mitte zeigen letztere eine linsenförmige Verdickung, da sich dort gewöhnlich ein Rest von Pyroxen (es ist hier Hypersthen), ein einheitliches Korn, unverändert erhalten hat.

Mikroskopisch ist die dynamometamorphe Structur des Gesteines selbstverständlich noch viel deutlicher erkennbar. Man sieht, dass die Hypersthenkrystalle in der Richtung der Schieferung gezerrt, zerrissen und zerstückelt wurden, dass aber die Abtrennung der einzelnen Stücke nur an der Peripherie erfolgte und sich meistens noch der Kern des ursprünglichen Krystalles erhielt. Eine Umbildung in Bastit zeigt sich hauptsächlich an den abgequetschten, kleineren Stücken. Der Plagioklas des Gesteines ist tritorirt und stark undulös, die einzelnen Körner zeigen noch Zwillingslamellirung nach dem Albit- und Periklingesetz. Auffallend ist das Vorhandensein von Quarz, der in den meisten anderen Noriten fehlt; obwohl er selbst starke kataklastische Merkmale zeigt, wie zackiges Ineinandergreifen der Ränder, undulöse Auslöschung, so dürfte er doch eine secundäre Bildung sein. Zoisit und sonstige Neubildungen fehlen, accessorisch kommen Magnetit und Apatit im Gestein vor.

In anderen Fällen ist der normale Norit von zahllosen centimeter- bis decimeterbreiten Quetschzonen durchzogen und erhält dadurch ein breccienartiges Aussehen. Scharfbegrenzte Stücke von normalem Norit liegen in einem Noritgneiss von stärkerem oder geringerem Schieferungsgrad. Beim Dorfe Voy im Mastallone-Thal findet sich eine derartige noritische Druckbreccie. Neubildung von Zoisit und Epidot kommt hier im Labrador vor, wenn auch selten.

Reihe der Diorite.

Die im Mastallone-Gebiet auftretenden, mit den Noriten in engem geologischen Verbande stehenden, dioritischen Gesteine sind Bronzit-Diorite, reine Hornblende-Diorite und Biotit-Diorite. Die Bronzit-Diorite, die man ebensogut Hornblende-Norite nennen könnte, stellen sich, in schöner Uebereinstimmung mit ihrer petrographischen nahen Verwandtschaft, auch örtlich, indem sie im Centrum des Zuges auftreten, zwischen die Norite des Nordwest- und die Biotit-Diorite des Südostrandes. Zu den einen gehen die Bronzit-Diorite durch Anreicherung des Bronzites, zu den anderen durch Anreicherung des Biotites, jeweils auf Kosten der Hornblende, unmerklich über.

Interessant ist der bronzitführende Diorit, der im Tunnel unterhalb Ferrera in situ beobachtet wurde. Die braune Hornblende — es ist dieselbe wie in den Noriten — zeigt im Dünnschliff überall da, wo sie an Labrador angrenzt, eine feinkörnige, schmale Zone, die sich hauptsächlich aus Zoisit- und Magnetitkörnern, seltener aus kleinen Hornblendestückchen zusammensetzt. Primäre Magnetitkörner liegen mit Vorliebe in dem Bronzit, der hier öfters mit Diallag gesetzmässig verwachsen ist. Der Labrador zeigt viele gebogene und geknickte Zwillingslamellen.

Ein ähnlicher Bronzit-Diorit erscheint am Beginn des Seitenthales Valbella. Er zeigt etwas stärkere Kataklasstructur, ist aber dabei ausserordentlich frisch, und tritt untergeordnet in ihm der tiefrothbraune Biotit der Glimmerdiorite auf, der einen sehr kleinen Axenwinkel und starken Pleochroismus besitzt. Magnetit, grüner Spinell und Apatit sind accessorische Gemengtheile in diesem Gestein, das wegen seines Labradorreichthumes ein sehr helles Aussehen besitzt und gegen die zahlreichen dunklen Gänge, die es enthält, lebhaft absticht.

Die Hornblende-Diorite und ihre Metamorphosen.

Diese fein- bis grobkörnigen, ausschliesslich aus Plagioklas und braungrüner Hornblende bestehenden Gesteine besitzen im Handstück ein schwarzweiss gesprenkeltes Aussehen und sind im ganzen Gebiete verbreitet. In den krystallinen Schiefern und

Gneissen treten sie als Lagergänge, in dem basischen Gesteinszug selbst als Facies der Norit- und Bronzit-Diorite auf; dagegen fehlen sie in der Zone der Biotit-Diorite. Der parallel laufende, schmale, basische Gesteinszug setzt sich wesentlich aus Hornblende-Diorit zusammen. Traverso beobachtete Diorite und Diorit-Amphibolite im Ossolagebiet, und Porro, der dieselben Feldspath-Amphibolite nennt, in der Gegend von Finero. Dort erscheinen sie entweder schieferig-flaserig oder grob gebändert; massig kommt nur der „hornblendehaltige Feldspath-Pyroxenit" und der „pyroxenführende Feldspath-Amphibolit" vor. Es erfolgte keine genaue Bestimmung der Plagioklase und Pyroxene und ist zum Theile wohl deshalb eine Bezeichnung, wie Diorit, beziehungsweise Norit oder Gabbro von Porro vermieden worden. Scheinbar besitzen diese Hornblende-Diorite das Privilegium für Fluidalstructur und Bänderung, aber in Wirklichkeit sind diese Erscheinungen nur durch das Vorherrschen der langprismatischen Hornblende zu einer so in die Augen springenden Ausbildung gelangt.

Ein aus isometrischen Gemengtheilen, wie die reinen Norite, gebildetes Gestein vermag nur bei Schlierenbildung Fluidalstructur zu zeigen, die an sich aber ebenfalls durch blätterige oder prismatische Gemengtheile begünstigt wird. Hiemit steht im Einklang, dass die Norite ihre Fluidalität umso deutlicher zeigen, je mehr Hornblende sie enthalten.

Die Hornblende-Diorite besitzen die Eigenthümlichkeit, dass sie häufig mit Dioritaplit wechsellagern und dass sie häufig als concordant gelagerte und concordant geschieferte Einlagerungen in den hellen krystallinischen Schiefern der Umgebung auftreten. Es findet diese auffallende Thatsache, dass die eigene Lagerung und Schieferung genau die der Umgebung ist, ihre Erklärung wohl darin, dass die in diesem tektonisch gestörten Gebiet entstandenen Spalten den Schieferungsflächen concordant sind. Demnach musste auch die Spaltenausfüllung, der Diorit, in seinem Streichen den Schieferungsflächen concordant laufen und bei erneutem, in der alten Richtung erfolgendem Druck auch in der Schieferung Concordanz zeigen.

Diese Dioritschiefer, welche in den einzelnen Arbeiten auch als Amphibolitschiefer, Grünschiefer, schieferige oder flaserige Feldspath-Amphibolite bezeichnet worden sind, unterscheiden sich durch nichts von den geschieferten Partien und den Quetschzonen des

massigen Hornblende-Diorites, für welche das bei den Noriten Gesagte gilt.

Unterhalb Rimella fand ich in dem dort sehr grob gebänderten Hornblende-Diorit, der gelegentlich auch zum reinen Hornblendefels wird, dunkelgraue, gefrittete und scharf begrenzte Einschlüsse von Schiefer, wie er ähnlich an der in der Nähe befindlichen Contactstelle ansteht. Im Thal von Baghera, nördlich von Fobello, ist durch den Bach bei Lovago ein von Hornblende-Diorit dem Anschein nach gänzlich umgebenes, kleines Marmorlager aufgeschlossen. Der Marmor führt, namentlich am Contact, Quarzkörnchen, Muscovitblättchen und hellgrüne Aktinolithkryställchen und reihen sich letztere, parallel der Contactlinie, zu Bändern aneinander. Der Diorit sendet gelegentlich zungenförmige Fortsätze in den Marmor und am Contact ist in etwa Zollbreite seine Hornblende in Aktinolith umgewandelt.

Der Plagioklas enthält zahllose Zoisitnädelchen, seltener Epidotkörner und accessorisch ist noch Titanit in röthlich-gelben Körnern in dem contact-metamorphen Hornblende-Diorit vorhanden.

In dem dynamo-metamorphen Hornblende-Diorit sind die Veränderungen ähnliche, gehen aber mit starken Zerstörungen der Structur einher; alle ursprünglichen Gemengtheile zeigen kataklastische Merkmale und das Gestein wird mehr oder weniger geschiefert. Beim Diorit von Rimella zeigt sich das erste Stadium der Metamorphose, feine Quetschlinien, beginnende Saussüritisirung des Labradors, schwächer gefärbte Partien in der Hornblende, die an diesen Stellen geringere Doppelbrechung besitzt.

Das zweite Stadium findet sich beispielsweise am Diorit unterhalb Sabbia. Von der dunklen, glasglänzenden, hochdoppelbrechenden Hornblende ist nichts mehr vorhanden; der an ihrer Stelle befindliche hellgrüne Amphibol ist nicht selten in Stückchen aufgelöst. Die Zwillingslamellen des Plagioklas sind gebogen oder geknickt, zerstückt, förmlich zerknittert und gelegentlich treppenförmig verworfen.

Das dritte Stadium der Metamorphose zeigt endlich der sehr verbreitete, zum Grünschiefer gewordene Diorit. Ein Typus desselben steht bei Pié de Rosso unterhalb Carcoforo an, woselbst der schmale basische Zug sich auskeilt. Dieser Schiefer besteht aus weissen und grünen, spindelförmigen Massen, die sich ihrerseits aus Feldspath-Zoisit, beziehungsweise Aktinolith-Chlorit zusammen-

setzen. Der Feldspath ist ohne Zwillingslamellen und erhält seine Form durch die angrenzenden Gemengtheile; in und neben ihm liegt der Zoisit, dessen Körner und Säulen gerne linsenförmige Anhäufungen bilden. Gelegentlich gesellt sich zum Zoisit auch Epidot. In ebensolchen, in der Schieferungsebene liegenden Anhäufungen treten Titanitkörnchen im Gestein auf.

Die Säulen des Aktinolithes im grünen Gemenge sind gerne quer abgesondert und zeigen folgenden Pleochroismus:

c = blaugrün, b = grasgrün, a = hellgelb.

Der mit ihm verwachsene, aus ihm hervorgegangene Chlorit ist in hellgrünen Tönen pleochroitisch. Diese Dioritschiefer des dritten Stadiums erinnern ausserordentlich an die Grünschiefer des Allalingebietes, die im Verbande mit Flasergabbro auftreten[1]); man könnte, ohne es zu merken, die Schliffe verwechseln. Im Gebiet des Mastallone kommen die drei Stadien der Metamorphose des Hornblende-Diorites einzeln oder nebeneinander und sowohl innerhalb der massigen Dioritcomplexe, als auch an den Dioriteinlagerungen in den krystallinen Schiefern vor.

Die Biotit-Diorite.

Wie schon erwähnt, treten Biotit-Diorite im Gebiet der Sesiathäler nur am südöstlichen Rande des Gesteinszuges in der Gegend von Varallo auf. In der Nähe des Norit- und Hornblende-Dioritgebietes, zwischen Sabbia und Barattina führt der Biotit-Diorit noch viel rhombischen Pyroxen und Hornblende. Es ist ein frisches, mittelkörniges Gestein, dessen Gemengtheile in prächtiger Weise die Reihenfolge ihrer Ausscheidung erkennen lassen. Auf die idiomorphen Säulchen des Apatites und auf die Körner des Magnetites, folgte der tief rothbraune Biotit. Hierauf wurden nahezu gleichzeitig Bronzit und die schöne olivengrüne Hornblende ausgeschieden — sie zeigen eine eigenthümliche, gegenseitige Durchwachsung — und endlich die unregelmässig geformten Plagioklaskrystalle.

Das specifische Gewicht des Plagioklases ist 2·705. Der Bronzit enthält jene braunen, opaken Täfelchen, deren Natur noch nicht bestimmt werden konnte, in grosser Menge eingelagert und zeigt lebhaften

[1]) R. W. S., Ueber die met. Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis. Tschermak's Mineralog. und petrogr. Mitth., Bd. XV, 1. bis 2. Heft.

Pleochroismus. Dem Magnetit scheint auch noch eine spätere Periode der Bildung zuzukommen, da er sich auch in kleinen Körnern an der Peripherie der Hauptgemengtheile angesiedelt hat. In dem Biotit-Diorit am Bahnhofe von Varallo, einem wunderschönen Gestein, ist die Hornblende sehr zurückgetreten, der Bronzit gänzlich verschwunden. Durch fluidale Anordnung der Glimmerblättchen ist an diesem Biotit-Plagioklasgestein ein ausgeprägter Haupt- und Querbruch wahrnehmbar, aber auch sonst bietet dasselbe noch Bemerkenswertes. Bei der Betrachtung der Biotitblättchen findet man, dass sie gelegentlich gebogen, wellig geformt oder geknickt sind und dass sie dann mit einem grünlichen Chlorit parallel verwachsen sind und sich ein Sagenitgebe in ihnen und um sie herum gebildet hat, das am frischen Biotit gänzlich fehlt. Nicht selten ist eine regelrechte Pseudomorphose von Sagenit nach Biotit zu erkennen, gewöhnlich liegt aber noch ein Rest von Biotit in der Mitte des Gewebes. Dieser Diorit ist aussergewöhnlich reich an Apatit und enthält auch vereinzelte Körner von Epidot.

Reihe der Bronzitgabbros.

Eine weitere Facies des grossen noritisch-dioritischen Magmas, welches im Gebiet des Mastallone zur Gesteinsbildung gelangte, wird durch die Bronzitgabbros gebildet, Gesteine, welche sich von den eng mit ihnen verbundenen Noriten und Dioriten durch das starke Vorherrschen des Diallags neben Plagioklas und Bronzit unterscheiden. [1]) Der Bronzitgabbro der Gula-Schlucht oberhalb Barattina enthält auch Hornblende und Biotit und schliesst sich in seinem Gesammthabitus an die oben besprochenen Gesteine an.

Der im Dünnschliff farblose, an seiner hohen Doppelbrechung und schiefen Auslöschung leicht vom Bronzit unterscheidbare Diallag, bildet gerne Zwillinge nach (100) $\infty \breve{P} \infty$.

Auch Vierlinge, Verwachsungen zweier Zwillinge nach einer orthodomatischen Fläche (101) $-\breve{P}\infty$ wurden auf klinopinakoidalen Schnitten beobachtet. Die Hornblende, welche hier öfters Magnetit, Bronzit, Biotit und auch Labrador umschlossen hält, besitzt im durchfallenden Licht braungrüne Farbe und zeigt:

[1]) Stelzner beschreibt in Z. d. D. geol. Ges., 1877, pag. 623, einen Biotitführenden Bronzitgabbro aus diesem Gebiet, der bei der Ceria-Grube in der Nähe von Varallo auftritt.

a = farblos, < b = gelbgrün, < c = braungrün. Sie steht also in ihrer Färbung zwischen der braunen des Norits und Hornblende-Diorits und der olivengrünen des Biotit-Diorites.

Der hochinteressante Granat-führende Bronzitgabbro, der im Rimellathale aufgeschlossen ist und bereits pag. 500 erwähnt wurde, steht daselbst neben einem Pyritstollen an und enthält Gänge von Valbellit und reinem Diallagfels.

Die bis faustgrossen, rothbraunen Granatkugeln, welche den Felsen ein sehr merkwürdiges Gepräge verleihen, zeigen nicht selten eine Begrenzung durch ∞O und gehören wahrscheinlich dem gemeinen Granat an. Derselbe kommt auch in mittlerer Korngrösse, wie die übrigen Gemengtheile reichlich vor, enthält gern Bronzit-Diallag-Labrador- und Magnetitkörner eingelagert und lässt auch hier, wie in den Noriten, seine Neigung zur zonaren Umhüllung der andern Gemengtheile erkennen, welche häufig durch schmale Granatzonen von einander getrennt sind.

Der Diallag ist in diesem Gesteine öfters mit Bronzit, der eine beginnende Umwandlung in Bastit zeigt, lamellar verwachsen.

Reihe der Peridotite.

Die im Gebiet des Sesiathales auftretenden Olivinfelsgesteine sind Harzburgite[1]) von mittlerem Korn und überraschender Frische. In der vorwiegenden Masse der fettglänzenden, ölgrünen Olivinkörner liegen vereinzelte Krystalle von Bronzit und accessorisch treten Körnchen von braungrünem oder grünem Spinell und von Magnetit auf. Der Harzburgit von Bettola im Sesiathal zeigt etwas Kataklasstructur, die Olivinkörner sind randlich zertrümmert und der Bronzit, der gelegentlich Diallaglamellen gesetzmässig eingewachsen enthält, zeigt gern undulöse Auslöschung und Zwillingsbildung nach (014) $^1/_4 \breve{P}\infty$ als Stauungserscheinung.

Ausser im Sesiathale, woselbst der Peridotit zwischen Ballmuccia und Bettola eine breite Zone bildet, wurden Peridotite nur noch erratisch gefunden, beispielsweise unterhalb Rimella grosse Blöcke von Hornblende-führendem Harzburgit.

---

[1]) E. Artini und G. Melzi beschreiben einen Lherzolit von Balmuccia. Ihre Notiz „Sulla Lherzolite di Balmuccia in Val Sesia" (Rend. Accad. Lincei (5), IV, 87; 1895) konnte leider in meinem Text nicht mehr berücksichtigt werden.

Ganggesteine.

Die gangförmig erscheinenden Gesteinstypen des Mastallone-Thales zerfallen nach der Art ihres Auftretens in drei Abtheilungen: 1. Gänge mit scharfem Saalband. 2. Gänge, die eng mit dem Nebengestein verlöthet und vor vollständiger Verfestigung desselben eingedrungen sind. 3. Pseudogänge, welche innig mit dem Nebengestein, das eine parallel gehende Fluidalstructur zeigt, verschmolzen sind und in Wirklichkeit nur breite, durch Anreicherung der basischen, beziehungsweise sauren Bestandtheile des Magmas entstandene Schlieren darstellen.

Hinsichtlich ihres petrographischen Bestandes lassen sich die Gänge des Mastallone-Gebietes in zwei Classen eintheilen, in dunkle, basische und in helle, saure Gänge.[1]) Beide Classen zeigen die 3 genannten Arten des Auftretens[2]) und erscheinen als Spaltungsproducte der grossen Magmen. In vielen Fällen würde ein heller und ein benachbarter dunkler Gang, zusammen analysirt, ungefähr der Zusammensetzung des umgebenden Gesteines entsprechen. Die hellen Gänge sind zumeist Labradorfelse, die dunklen Valbellite und Diallagfelse.

Wir finden in ihnen ganz dieselben Gemengtheile wieder, wie in den oben beschriebenen Noriten, Dioriten, Bronzitgabbros und Peridotiten, nur in anderer Vertheilung und anderem Verbande.

Eine typische, wirklich panidiomorphe Ganggesteinsstructur fehlt.

In den hellen Gängen ist nahezu ausschliesslich Labrador vorhanden und in den dunklen spielen Bronzit, Diallag, Olivin und Hornblende die Hauptrolle, daneben accessorisch Magnetkies, Magnetit, grüne Spinelle, Apatit und hie und da ein Rest von Labrador. Biotit fehlt, vielleicht weil diese Gänge nur entfernt vom Biotit-Diorit, im nordwestlichen Theil des Gebietes verbreitet sind. Am Sacromonte bei Varallo fand ich indessen lose Blöcke eines Peg-

[1]) Porphyritgänge wurden im Gebiet des Mastallone bis jetzt noch nicht beobachtet; aber der Porfido des Val Vigezzo ist nach Porro ein Diorit-Porphyrit mit Einsprenglingen von Quarzhexaëdern und Plagioklas. Ferner fand Traverso Porphyritgänge in der Bochetta del Sassone und an den Cresta di Faedo.

[2]) Mit Ausnahme der weiter unten zu besprechenden Dioritaplite, welche stets scharfes Saalband zeigen.

matites, der vermuthlich mit dem dortigen Biotit-Diorit in Beziehung steht und sich aus zollgrossen Plagioklaskrystallen und hexagonalen, thalergrossen Tafeln von Biotit zusammensetzt.

Mit den bis jetzt aufgestellten Typen der aplitischen und lamprophyrischen Ganggesteine haben die hellen und dunklen Gänge des Mastallone-Gebietes keine Aehnlichkeit.

Die in der Tiefe befindlichen, noch spaltungsfähigen Massen bildeten neue Magmen, die Gelegenheit fanden, in das schon mehr oder weniger verfestigte Muttergestein einzudringen.

Die Pseudogänge stellen diesen Vorgang der Saigerung direct dar. Das Tiefengestein ist in allen Fällen das Nebengestein seiner zugehörigen Ganggesteine.

Der Labradorfels. Die hellen, in den Noriten, Bronzit-Dioriten und -Gabbros auftretenden Gänge sind ziemlich reine Labradorfelse. Es sind graulich-weisse, meist feinkörnige Gesteine, die ausser Plagioklaskörnern nur ganz untergeordnet etwas Amphibol oder gelegentlich etwas Bronzit-Bastit enthalten.

In den Labradorfelsen oberhalb Ferrera sind Neubildungen von undeutlich säulenförmigem Zoisit vorhanden. Seine Doppelbrechung ist stärker als bei den gewöhnlichen, nadelförmigen, neugebildeten Zoisiten der Plagioklase und steigt, wie dies auch an gewissen Zoisiten der Grünschiefer des Allalingebietes von mir beobachtet wurde, bis über das Gelb I Ordnung. Schon Lüdecke erwähnte diese oft beobachtete chromatische Polarisation an bestimmten Zoisiten der Zoisitgesteine von Syra.[1]) Der Amphibol der Labradorfelsgänge zeigt nicht selten als Neubildung ein farbloses Chloritmineral von sehr schwacher Doppelbrechung und neg. Längszone.

Die Valbellite. Es sind dies feinkörnige, schwärzliche, gangförmig auftretende Gesteine, die sich durch ihre rostbraune Verwitterungsrinde im Anstehenden leicht kenntlich machen und hauptsächlich in den noritischen Gesteinen des Valbella- und des Rimella-Thales studirt wurden.[2]) Bronzit, Olivin und braune Hornblende bilden in wechselndem Mengenverhältnis die Hauptgemengtheile. Accessorisch, bisweilen aber sehr angereichert, sind

[1]) Jahrb. d. D. geol. Ges. 1876.

[2]) Im Jahrb. d. D. geol. Ges., Bd. XXVIII, pag. 623, erwähnt Stelzner ein hiehergehöriges Bronzit-Hornblende-Olivingestein und einen Hornblendefels aus der Gegend von Varallo.

Magnetkies, grüner Spinell und Magnetit vorhanden. In den Gängen oberhalb Ferrera zeigt der Olivin und Bronzit eine Bildung von Serpentin und Magnetit, die von den groben Rissen dieser Gemengtheile ausgeht. Die Serpentinfasern stehen normal auf der Peripherie der Olivin- und Bronzitreste und stossen in der Mitte der Fugen aneinander. An dieser Stelle befinden sich aufgereihte Magnetitkörnchen, welche auf diese Weise in der Kluft einen medianen, schwarzen Streifen bilden.

Die Hornblende dieser Gesteine zeigt a = gelblich, <b = zimmtroth, <c = braunroth. Die dunklen Gänge im Bronzit-Diorit des Valbella enthalten accessorisch ausser den genannten Gemengtheilen Granat, Apatit, Labrador und Bronzit-Diallag. Der Granat besitzt auch hier die Neigung, andere Gemengtheile, wie den Olivin, die Hornblende und den Magnetit zu beschalen. Bei Ravinella, nahe dem Dorfe Forno im Strona-Thale tritt ein hieher gehöriges, zwischen Harzburgit und Amphibol-Pikrit stehendes Gestein auf, welches Magnetkies so reichlich enthält, dass er den vierten Theil des Gesteins ausmacht.

Ein selteneres Ganggestein des Gebietes ist der Diallagfels. Dieses Gestein lässt ausser Diallagkörnern von schwarzbrauner Farbe nur noch gelegentlich Labrador- und Pyritkörnchen wahrnehmen. Mikroskopisch lassen sich indessen noch winzige Biotitblättchen, deren 2 E scheinbar gleich 0° ist, und vereinzelte Bronzitkörnchen unterscheiden. Der Diallagfels wurde nur in dem granatreichen Bronzitgabbro des Rimella-Thales als Schlierengang anstehend beobachtet. Erratisch wurde ein ausserordentlich grobkörniger Diallagfels, der aus bis decimetergrossen Krystallen besteht, im Mastallone-Thal oberhalb Voy gefunden.

Von hohem Interesse ist noch das Auftreten eines glasigen Ganges im Norit beim Tunnel der Strasse nach Rimella. Derselbe ist gänzlich mit Bruchstücken von Norit erfüllt, die normal und frisch sind und zum reinen Norit-Typus gehören.

Die Glasmasse ist tiefschwarz, isotrop und enthält auch einzelne resorbirt aussehende Feldspath- und Bronzitkörnchen, die vom Norit herrühren. — Es dürfte sich wohl in diesem Gange um einen gewöhnlichen, zur obigen Gruppe gehörigen Typus handeln, der durch die Aufnahme zahlreicher im Wege liegender Bruchstücke des Nebengesteins sehr rasch erkaltet und glasig erstarrt ist.

Die Dioritaplite.

Die Dioritaplite des Gebietes sind hellfarbige, panidiomorphkörnige, häufig geschieferte Gesteine, welche hauptsächlich aus weissem, saurem Plagioklas und aus farblosem Quarz zusammengesetzt sind.

In ihrem Auftreten sind sie vorzugsweise an den Hornblende-Diorit geknüpft, welchen sie entweder gangförmig durchsetzen, oder dem sie, mit ihm vielfach wechsellagernd, wie oberhalb Fobello, bald in sehr schmalen und gangähnlichen, bald in breiteren, faciesähnlichen Zonen eingelagert sind. Die Dynamometamorphose hat hier manches von dem ursprünglichen, reinen geologischen Charakter der Dioritaplite verwischt; auch ist das Terrain vegetationsreich und desbalb nicht gut aufgeschlossen. Eine bedeutungsvolle Thatsache ist es, dass die Schieferungsrichtung der Aplite und Diorite, wo sie vorhanden ist, mit der SW—NO-Streichrichtung der Gänge und Zonen übereinstimmt.

Im Gebiet des nördlichen, schmalen, basischen Gesteinszuges wurde bei Castiglione im Anzathale, das nach Macugnaga führt, in dem dortigen, geschieferten Horblende-Diorit ein schmaler Dioritaplit-Gang gefunden, der Einschlüsse des umgebenden Diorites zeigte. Um die Einschlüsse herum findet sich eine 2 Millimeter breite, feinkörnigere Contactzone am Aplit, die auf eine raschere Erstarrung hinweist. Dieses weisse, mittelkörnige Quarz-Albitgestein führt vereinzelte idiomorphe Säulchen von zonar gebautem Turmalin (Fumarolenbildung), dessen E = blau und dessen O = tiefblau ist und enthält ferner gelegentlich winzige, rosa gefärbte Granatkörnchen. Die ehemalige, structurelle Verbindung der Gemengtheile ist durch die starke Kataklasstructur, die sich in der Mörtelstructur der feinlamellirten Feldspathe und der undulösen Auslöschung des Quarzes documentirt, ziemlich undeutlich geworden.

Als Neubildungen enthält das Gestein auch gelegentlich Zoisit und Titanit.

Die bei Fobello, bei Roi und Piana befindlichen Dioritaplite zeigen eine ähnliche Beschaffenheit. Die Korngrösse und der Schieferungsgrad wechseln hier sehr stark; Turmalin wurde hier nicht beobachtet, aber häufig Chloritblättchen und in einem ziemlich stark geschieferten Aplit wurde auch Sericit gefunden, der sich auf die Schieferungsflächen legt und die Feldspathe mit der Mörtelzone gern umhüllt.

Der Granat-Sillimanit-Gneis.

Dieses Gestein tritt zwischen den beiden Eruptivzonen oberhalb Fobello bei Bordo auf und wurde bereits pag. 499 erwähnt. Es ist ein schiefrig-flasriger Gneis von ziemlich feinem Korn, dessen Gemengtheile, Granat, Quarz, Orthoklas (auch Mikroklin) und Biotit, zwischen die feinen Lagen des weissen, seidenglänzenden Sillimanites eingebettet sind.

Der rothbraune Biotit, dessen 2 E sehr klein ist und der vereinzelte Rutilkörner enthält, ist mitunter mit etwas Muscovit verwachsen.

In diesem Gestein wurde eine scharf abgegrenzte, faustgrosse, dunkle, feinkörnige Einlagerung studirt, die sich merkwürdigerweise als Bronzit-Biotit-Diorit erwies. Ein fasrig-stengliges Mineral, wahrscheinlich Bastit, tritt in dieser Einlagerung als Pseudomorphose nach Bronzit auf, ein dichtes Sagenitgewebe als Pseudomorphose nach Biotit. In dem Biotit scheint sich der Rutil mehr und mehr anzureichern, kleine Körner desselben liegen margaritenähnlich nebeneinander und erscheinen bei schwacher Vergrösserung als Nadeln. In anderen Fällen lösen sich die Nadeln auch bei stärkster Vergrösserung nicht mehr in einzelne Körner auf. Beim Studium dieser Dinge möchte man glauben, einen gehemmten Krystallisationsvorgang (analog den Krystalliten Vogelsang's) vor sich zu haben.

Resumé.

Der Gesteinscomplex, den ich als den „basischen Gesteinszug von Ivrea" bezeichnet habe, lässt bei vorurtheilsfreier Betrachtung seines geologischen Auftretens und seiner petrographischen Beschaffenheit die Art seiner ursprünglichen Bildung und seiner späteren Umbildung mit Sicherheit erkennen.

Seine Bildung war eine normal eruptive. Das grosse, einheitliche Magma schied sich, wie aus dem Verband der einzelnen Gesteinstypen hervorgeht, während der Eruption in die verschiedenen Magmen, welche zu Noriten, Dioriten, Peridotiten u. s. w. ziemlich gleichzeitig erstarrten. Die hellen und dunklen Ganggesteine sind ein weiteres Spaltungsproduct der noch in der Tiefe befindlichen, unverfestigten Massen, welches an Stellen, deren Continuität gelockert war, zur Intrusion kam. Auch in der häufigen Schlierenbildung findet die starke Neigung der Magmen zu Spaltungen ihren beredten Ausdruck.

Die zweite Periode, die der Umbildung, traf nicht alle Glieder des Gesteinscomplexes. Es sind nur einzelne, welche durch den Stempel des Gebirgsdruckes das Gepräge der Dynamometamorphose erhalten haben. Diese Periode hat die tektonische Störung des Gebietes bei der Entstehung der Alpen zur Ursache und äussert sich in der Quetschung des Gesteinszuges an gewissen Stellen und in der Umwandlung einzelner Typen zu gneis- und schieferähnlichen Gesteinen.

Was das Alter des Gesteinscomplexes, die Zeit seiner Eruption, anbelangt, so erachte ich es keineswegs als erwiesen, dass derselbe als eine carbonische oder präpaläozoische Bildung anzusehen ist. Die Form des basischen Gesteinszuges erweckt den Eindruck, als sei eine alpine Längsspalte mit eruptivem Material ausgefüllt worden. Wie mir Herr W. Salomon in Heidelberg freundlichst bestätigte, sind nach den bisherigen Forschungen, insbesondere nach denen von C. F. Parona in Turin, in den alttertiären und vortertiären klastischen Ablagerungen der südlich gelegenen Gebiete weder Gerölle saurer noch basischer Tiefengesteine aufgefunden worden. An die Periode der Eruption schloss sich sofort diejenige der Metamorphose an, die Ursachen für die Eruption, sowie auch für die Metamorphose sind in dem Auftreten und der Fortdauer der tektonischen Störung des Gebietes zu suchen. Das Vorhandensein des Contactgesteins am Nordrande beweist, dass der basische Gesteinszug jünger ist, als die angrenzenden, krystallinischen Schiefer; am Südrande folgt auf den Biotit-Diorit von Varallo, der durch seine Fluidalstructur gelegentlich einen sehr gneisähnlichen Habitus erhält und von Gerlach als Diorit-Granit bezeichnet worden ist, ohne eine Contactzone ein Gneis mit Granitlager und ist die Frage nach der Altersverschiedenheit oder Gleichalterigkeit hier noch zu lösen. Sowohl im allgemeinen am ganzen Gesteinszug, als auch im besonderen im Val Mastallone macht sich, der Quere nach vom Nord- zum Südrande des Zuges fortschreitend, ein Saurerwerden der Gesteine bemerkbar.

Zum Schlusse sei es mir noch gestattet, Herrn geheimen Bergrath Rosenbusch für die Anregung zu dieser Arbeit und Herrn Prof. Grubenmann für die freundliche Antheilnahme an derselben meinen besten Dank auszusprechen.

XIX. Mineralogische Mittheilungen.

Von **Dr. K. A. Redlich** in Leoben.

Bergkrystall von den Hügeln bei Trestenik in der Dobrugea.

In den Uebergangsconglomeraten der schwarzen Triaskalke zu den jüngeren Sandsteinen finden sich zahlreiche, oft auf beiden Seiten ausgebildete Bergkrystalle mit den Formen $p\{10\bar{1}1\}$, $z\{01\bar{1}1\}$ und $a\{10\bar{1}0\}$. Die gemessenen Winkel der einzelnen Formen zu einander betragen $p\{10\bar{1}1\} : z\{01\bar{1}1\} = 46^{\circ}\ 20'$ $p\{10\bar{1}1\} : a\{10\bar{1}0\} = 38^{\circ}\ 13'$.

Granat aus dem Oltthal in Rumänien.

Dort, wo der Lotru in den Olt fliesst, besteht die archäische Unterlage zum grössten Theile aus Biotit-Hornblende-Gneisen. Der Biotit tritt in unregelmässig gelappten Blättchen auf und zeigt die gewöhnlichen Eigenschaften. Die Hornblende ist grasgrün. Während im Lotru-Thal nur sehr spärlich Granat im Gestein eingestreut ist, tritt er am Höhenrücken westlich vom Olt in den mehr geschieferten Gneisen in grossen Mengen auf. Die meisten Krystalle zeigen die gewöhnlichen Formen {211} und {110}

Granat (Grossular von Friedeberg in Schlesien).

Schon lange sind die schönen braunen Grossulare von Friedeberg bekannt. Bauer[1]) hat an ihnen folgende Formen bestimmen können {332}, {321}, {431}, {320} und den Träger {110}. Eine neue Form, welche theilweise in Gestalt von Prärosions-, theilweise von wirklichen Flächen beobachtet werden konnte, ist {210} (leicht kenntlich aus dem Zonenverband mit {211}).

Als Träger tritt neben {110} auch {211} auf. Krystalle mit letzterem Träger beschrieb Neminar[2]) aus dem $^3/_4$ Stunden entfernten, südöstlich von Friedeberg gelegenen Kaltenstein.

---

[1]) Bauer, Mineralogische Mittheilungen. Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, 1874, pag. 119.

[2]) Neminar, Mineralien aus dem nordwestlichen Theile Schlesiens. Mineralogische Mittheilungen, gesammelt von G. Tschermak, 1876, pag. 141.

Vanadinit vom Galmeikogel bei Annaberg in Nieder-Oesterreich.

Mitte des vorigen Jahrhundertes wurde hier Silber und Blei abgebaut. Pošepný [1]) und Haller [2]) berichten in ihren geschichtlichen Mittheilungen, welch schwunghafter Bergbau auf diese Metalle betrieben wurde. Mehrere mit Bleiglanz vergesellschaftete Mineralien, wie Cerussit [3]), Galmei, Kyrargirit, Silber und Wulfenit, sind von hier bekannt geworden. Diesen gesellt sich nun der Vanadinit bei. Braune, bis zu 2 Millimeter lange, sechsseitige Säulchen überziehen krustenförmig einen grauweissen Kalkstein. Wenn auch zu einer genauen Analyse zu wenig Material vorhanden war, so liess sich doch der Vanadinit mittels des Löthrohres leicht bestimmen, da Vanadinsäure und Blei, sowie ein schwacher Arsengehalt gut aufzufinden waren.

Der Vanadinit gehört in Oesterreich zu den seltenen Mineralen und ist bis jetzt nur von Kärnten beschrieben worden, wo er als Begleitmineral der Bleierze am Obir auftritt. Das Stück wurde von dem Herrn Betriebsleiter Haberfellner in Lunz, Nieder-Oesterreich, gefunden.

Fluorit von Triebenbach am Oetscher, Nieder-Oesterreich.

Schrötter hebt in einer Notiz „Ein neues Vorkommen von Flusspath in Nieder-Oesterreich“ [1]) hervor, dass der Flusspath als ein für die Guttensteiner Kalke charakteristisches Mineral bezeichnet werden kann. Diese Ansicht wird abermals bestätigt durch die Fluorite in den Guttensteiner Kalken von Triebenbach. In den schwarzen Kalken finden sich zahlreiche Risse, welche von weissem krystallisirten Calcite ausgefüllt werden. An einzelnen Stellen werden diese Hohlräume breiter und zeigen dann schön ausgebildete Calcitkrystalle. Zwischen diesen liegen drusige Krystallgruppen von violett gefärbtem Fluorit. Die Hexaeder, deren Durchmesser zwischen

---

[1]) Pošepný, Bemerkungen über den Silberbergbau von Annaberg in Nieder-Oesterreich. Oesterreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, 1894, Nr. 3, pag. 27.

[2]) A. Haller, Die Silbergruben vom Annaberg in Nieder-Oesterreich. Blätter des Vereines für Landeskunde von Nieder-Oesterreich, Bd. XXVI.

[3]) Zepharovich, Mineral-Lexikon für das Kaiserthum Oesterreich. I. Band, pag. 99, 218, 223 und 475.

2—5 Millimeter schwankt, sind durchscheinend und von glatten, glänzenden Flächen begrenzt.

So kommt nun zu dem Fluoritvorkommen im Guttensteiner Kalk von Alland [1]), Nieder-Oesterreich, und den von Zepharovich registrirten, aus der Gams bei Hieflau, aus dem Schmiedelgraben in Steiermark und Vorderlaussa in Ober-Oesterreich der neue Fundpunkt von Triebenbach. In den Mittheilungen der Section für Naturkunde des Oesterreichischen Touristen-Clubs, IX. Jahrgang, Nr. 3, pag. 22, berichtet E. Kittl, dass er in dunklen bituminösen Dolomiten am Calvarienberg bei Perchtoldsdorf kleine violette Hexaeder von Fluorit aufgefunden habe.

Mineralien von Cinque valle und seiner nächsten Umgebung (Südtirol).

Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Betriebsleiters Haberfellner erhielt ich zahlreiche Erzstufen aus der Umgebung Cinque valles in Südtirol zur Durchsicht, bei welcher Gelegenheit sich mehrere Minerale fanden, die Sandberger [2]) bei der Bearbeitung des Erzvorkommen von Cinque valle noch nicht vorlagen.

Die Beschreibung des erst in neuester Zeit eben durch Haberfellner wieder in Angriff genommenen Unternehmens ist theils in Arbeiten Sandberger's [2], [3]), theils in zwei Aufsätzen Haberfellner's [4]) ausführlich gegeben. Seit der Publication dieser Schriften ist durch die neuerlichen Schürfungen abermals ein reiches Material zu Tage gefördert, neue Gänge erschlossen und die nächste Umgebung Cinque valles in den Kreis der Beobachtung gezogen worden.

Die Bezeichnungsweise der Gänge ist auf der geologischen Uebersichtskarte (Haberfellner, Zeitschrift f. praktische Geologie,

---

[1]) Verhandlungen der geologischen Reichsanstalt, 1896, Nr. 10, pag. 287.

[2]) Sandberger, Das Erzvorkommen in Cinque valle bei Roncegno im Val Sugana circa 30 Kilometer östlich von Trient. Sitzungsbericht der mathematisch-physikalischen Classe der k. bayrischen Akademie der Wissensch., München 1894, Band XXIII, pag. 199.

[3]) Sandberger, Zinkenit von Cinque valle im Val Sugana (Südtirol). Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie etc., 1894, Band I, pag. 196.

[4]) Haberfellner, Das Erzvorkommen von Cinque valle bei Roncegno. Zeitschrift f. praktische Geologie, herausgegeben von Max Krahmann, 1893, pag. 307. — Derselbe, Geologische Verhältnisse des Erzreviers von Cinque valle und Umgebung. Ebenda. 1894, pag. 134 und 1897, pag. 224.

1897, pag. 135 l. c.) zu sehen, wobei nur zu bemerken wäre, dass der Hauptgang *(a)* auch Idagang heisst und vom Katharinenstollen in einer Teufe von 45 Meter angefahren wird, der Bleiglanzgang *(b)* Augustigang getauft wurde, der Stollen, welcher ihn aufgeschlossen hat, den Namen Josefistollen führt. Schliesslich geht mit dem Idagange fast parallel der Wilhelmsgang, dessen Einzeichnung in jener Karte noch fehlt. Die übrigen Fundorte liegen alle nördlich, nordöstlich und westlich von Cinque valle.[1])

Pseudomorpher Quarz nach Fluorit, Calcit und Zinkblende.

In der Oxydationszone des Hauptganges finden sich Pseudomorphosen nach den oben angeführten Mineralien, welche eine gewisse Succession erkennen lassen. Das Ursprüngliche ist theils derb auftretender, theils in Würfeln krystallisirender Flusspath gewesen, welcher durch die in der Umgebung reichlich vorhandenen Kalium- und Natriumcarbonate aufgeschlossen wurde. Diese stammen aus den Feldspathen der Eruptiva (Gabbro und Granit) und des natronhältigen Paragonitschiefers, durch deren Auslaugung sich thatsächlich Kaolin gebildet, der sich zum Beispiel in der Nähe von Cinque valle selbst abgesetzt hat. Die durch die Aufschliessung gebildeten Natrium- und Kaliumfluoride wurden als leicht lösliche Substanzen durch das circulirende Wasser fortgeführt, an ihre Stelle trat der Calcit, der die neugebildeten cubischen Hohlräume an ihren Wänden auskleidete. — Ein Theil des Fluorites ist auch oft erhalten. — Es kommt nun eine Zeit der abermaligen Auflösung des Calcites, allmählich tritt dann an seine Stelle SiO_2, welches die Spaltbarkeit des Calcites nachahmt, und nachdem es den ursprünglichen Raum der Kalkrinde eingenommen, weiter wächst, theils nur in Krystallgruppen anschliesst und das Innere des Würfels frei lässt, theils den ganzen Hohlraum ausfüllt. Solche cubische Gestalten von Quarz erreichen oft eine Höhe bis zu 9 Centimeter. Im Innern der Hohlräume setzt sich Zinkblende an, diese wird umrindet von einer Quarzdecke, die Blende hierauf selbst gelöst, so dass Rhombendodekaeder mit dem Tetraeder combinirt, in Form einer Quarzhülle zurückbleiben. Auf der Zink-

[1]) Compilatorisch sind die Mineralien der weiteren Umgebung, namentlich die des Montefronte bei Levico, von August Freiherrn von Sourdeau in der Zeitschrift des Ferdinandaeums in Innsbruck, 1803, III Folge, 37. Heft.

blende und auf ihren Pseudomorphosen sitzen Krystalle von Kupferkies welche auch in den Spalten des Quarzites, der nun den Gang ausfüllt, als jüngste Bildung eingestreut sind.

Quarz.

Quarz war bis jetzt nur als derbe Gangausfüllung und Bergkrystall bekannt. In der Gegend von Palu (Herd Demel) tritt er nun als Amethyst auf.

Chalcedon

bildet häufig Ueberzüge über Fluorit und Bergkrystall im Haupt- und im Wilhelmsgange.

Stilpnosiderit vom Josefistollen, Augustigang.

Er tritt gewöhnlich als Ueberzug über Bleiglanz und Fluorit auf, meistens sind dann die Bleiglanzkrystalle zersetzt. Sehr schöne Umhüllungspseudomorphosen des Stilpnosiderites über Weissbleierz trifft man häufig.

Grünbleierz.

Auf Fluoritwürfeln sitzen kleine, 1—2 Millimeter lange Säulchen von grüngefärbtem Pyromorphit. Das Mineral stammt aus einem Flusspathgang der östlich vom Idagang einsetzt. (*e* geologisches Kärtchen; Haberfellner, Geologische Verhältnisse des Erzreviers von Cinque valle, pag. 135 l. c.)

Arsenikkies.

Neue Fundorte für dieses Mineral, das im Verein mit Quarziten und Zinkblende auftritt, sind der Launer- und Knappenwald bei Palu, ferner die Portella, das ist die Wasserscheide des Fersinathales und der Val Sugana (Gang *h* auf der geologischen Karte l. c. pag. 135). Die Flächen, welche auf den bis zu 5 Millimeter grossen Krystallen beobachtet werden konnten, sind *M* (110) und *r* (014), letztere leicht an der Horizontalsteifung erkennbar. $M\,\{110\} : M.\,\{1\bar{1}0\} = 68^{\circ}\,35'$, $r\,\{0\bar{1}4\} : r_1\,\{014\} = 33^{\circ}\,17'$.

Jamesonit und Antimonit.

Am Schremmstollen in den Quarziten des Ostendes des Idaganges wurde Jamesonit in der Form von Federerz im Verein mit

Antimonit angefahren. Letzteres ist säulenförmig ausgeschieden. Ein anderer Fundort für Antimonit, jedoch von feinfaserigem Aggregat, ist Rementil bei Viarago.

Bournonit.

Am Fundorte des Jamesonites sehen wir auch Bournonite auftreten, zugleich mit Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende. Der Bournonit kommt theils krystallisirt, theils derb vor. Von den sehr flächenreichen Krystallen konnte leider nur einer gemessen werden. Er ist 3 Millimeter lang und enthält folgende Formen [1]): $a\,\{100\}$, $b\,\{010\}$, $c\,\{001\}$, $n\,\{011\}$, $o\,\{101\}$, $u\,\{112\}$, $e\,\{210\}$, $m\,\{110\}$.

Winkel: $m\,\{110\} : m_1\,\{1\bar{1}0\} = 86^\circ\,27'$, $n\,\{011\} : c\,\{001\} = 41^\circ\,46'$, $n\,\{011\} : n_1\,\{0\bar{1}1\} = 96^\circ\,14'$, $o\,\{101\} : c\,\{001\} = 43^\circ\,44'$, $o\,\{101\} : o_1\,\{\bar{1}01\} = 87^\circ\,26'$, $e\,\{210\} : e_1\,\{2\bar{1}0\} = 50^\circ\,16'$, $a\,\{100\} : e\,\{210\} = 25^\circ\,10'$, $a\,\{100\} : m\,\{110\} = 43^\circ\,15'$, $e\,\{210\} : m\,\{110\} = 18^\circ\,5'$ $u\,\{112\} : u_1\,\{1\bar{1}2\} = 66^\circ\,25'$, $u\,\{112\} : o\,\{101\} = 28^\circ\,22'$.

Psilomelan und Rhodochrosit.

Nördlich von Cinque valle im Fersinathal bei Palu finden sich im Porphyr Quarzit-Nester mit derbem Rhodochrosit und Psilomelan. Unter gleichen Verhältnissen treten dieselben Minerale bei Faida auf.

Kupferallophan und Kupferpecherz.

Im Fersinathal am Nordabhang von Frauenwarth streicht ein Kupferkiesgang zu Tage, dessen Oxydationszone theilweise aus Kupferallophan und Kupferpecherz besteht.

Calcit und seine Pseudomorphosen.

Sowohl im Wilhelm- als auch im Idagange werden Calcitkrystalle bis zu einer Länge von 20 Centimetern beobachtet, welche fast durchgehends die Formen $r = \varrho\,\{10\bar{1}1\}$ und $v = \varrho\,\{21\bar{3}1\}$ zeigen; daneben findet sich manchmal das Prisma $a\,\{10\bar{1}0\}$, das dann entweder die Ecken von $v\,\{21\bar{3}1\}$ abstutzt oder aber mit dem Grund-

[1]) Die Flächenbezeichnung ist nach Tschermak's Lehrbuch der Mineralogie durchgeführt.

rhomboeder $r = \varrho\,\{10\bar{1}1\}$ combinirt vorkommt und dann säulenartige Krystalle bildet. Die Winkel betragen: $r : r_1 = 74^0\,50'$, $v : v_1$ lange Polkanten $35^0\,40'$, kürzere $75^0\,20'$. Sehr häufig ist der Calcit in Dolomit umgewandelt, dieser enthält dann wenig $Ca\,CO_3$, so dass er mit kalter HCl nicht aufbraust. Ein geringer Eisengehalt färbt die Krystalle hellbraun, die Oberfläche der kleineren ist rauh, ohne bestimmte Structur, die der grösseren ist bedeckt mit Dolomit-Rhomboedern, deren Flächen sattelförmig und kugelig gebogen sind.

Erythrin von Val bella am Abhange des Weitjoches.

Das Zersetzungsproduct von Kobalterzen, die in Quarziten eingesprengt erscheinen, ist die Kobaltblüthe, welche als rosarother Anflug das Gestein überzieht.

Baryt.

Baryte kommen namentlich in den Schiefern des Hauptganges vor, jedoch auch die ganze Umgebung von Cinque valle ist reich an diesem Mineral. So kennen wir den Schwerspath schon lange Zeit aus der Umgebung von Levico. [1]) Ein neuer Fundort ist am Wege von Viarago nach Montaniago gelegen. Als Kluftausfüllung des Porphyr zeigen die tafelförmigen Krystalle die Formen $l\,\{140\}$, $b\,\{010\}$, $d\,\{120\}$, $o\,\{011\}$, $m\,\{101\}$, $z\,\{111\}$. Die gemessenen Winkel betragen: $m\,\{101\} : m_1\,\{10\bar{1}\} = 78^0\,29'$, $d\,\{120\} : l\,\{140\} = 16^0\,50'$, $b\,\{010\} : l\,\{140\} = 21^0\,54'$, $o\,\{011\} : c\,\{001\} = 52^0\,33'$, $z\,\{111\} : z_1\,\{1\bar{1}1\} = 91^0\,15'$, $d\,\{120\} : d_1\,\{1\bar{2}0\} = 102^0\,20'$. Von ähnlicher Gestalt sind die Krystalle des Hauptganges, nur dass die Flächen $l\,\{140\}$ und $z_1\,\{111\}$ fehlen. Pseudomorphosen von Quarz nach Baryt treten hier sehr häufig auf.

Anglesit.

Stufen mit herrlichen Anglesitkrystallen vom Josefistollen des Augustiganges sind durchaus nichts Seltenes. Sandberger, welchem seinerzeit ein geringes Material vorlag, kannte nur kleine Krystalle mit den Flächen $a\,\{100\}$, $o\,\{011\}$ und $m\,\{101\}$. Die in letzter Zeit ausgeführten Schürfungen haben Individuen bis 1 Centimeter Grösse

[1]) Freiherr v. Sourdeau, Die Minerale des Monte fronte, l. c. pag. 26.

zu Tage gefördert. Die Krystalle sind theils säulenförmig und haben dann die Formen $a\{100\}$, $m\{101\}$, $n\{102\}$, $d\{120\}$, $z\{111\}$, $y\{122\}$ und $o\{011\}$, theils tafelförmig gebildet von den Formen $m\{101\}$, $o\{011\}$ und $z\{111\}$. Die gemessenen Winkel betragen: $n\{102\} : n_1\{10\bar{2}\} = 65^0\,6'$; $m\{101\} : n\{102\} = 19^0\,20'$; $m\{101\} : z\{111\} = 25^0\,30'$; $m\{101\} : y\{122\} = 37^0\,54'$; $o\{011\} : y\{122\} = 26^0\,38'$; $d\{120\} : z\{111\} = 38^0\,14'$, $d\{120\} : a\{100\} = 39^0\,22'$.

Linarit.

In den Quarziten des Augustiganges, Josefistollen, sind deutlich Bleiglanzkörner neben Kupferkieskrystallen eingestreut, welche in den Drusenräumen ein Ausblühen von Linarit und Mallachit zur Folge haben.

Scheelit.

Die kleinen bräunlichen Pyramiden, welche Sandberger vom östlichen Theile des Hauptganges beschrieb, zeigen neben der Deuteropyramide $e\{101\}$ als Träger die Protopyramide $p\{111\}$ und die Tritopyramide $g = \pi(313)$. Die gemessenen Winkel betragen: $e(101) : p(111) = 39^0\,56'$; $e(101) : g\ \pi(313) = 15^0\,33'$; $p(111) : g\ \pi(313) = 24^0\,28'$.

Fluorit.

Sandberger erwähnt bereits dieses Mineral, und zwar in zweierlei Ausbildung, als ganz junge Absätze auf zersetzer Zinkblende und als älteren Fluorit. Dieser letzere ist dann entweder in grünen und violetten Würfeln in den Quarziten eingestreut, oder er erfüllt in Form von derbem Material einzelne Gänge. Neben der Würfelfläche fanden sich überdies noch das Ikositetraëder $\{311\}$ und das Tetrakishexaeder $\{310\}$; $(311) : 100 = 25^0\,15'$ $(310) : (100) = 18^0\,26'$.

Die Würfelflächen zeigen sehr schöne Aetzgruben, wie sie Becke in seiner Arbeit: Aetzversuche am Fluorit, pag. 351 [1]) beschreibt und auf Taf. 7, Fig. 1 und 2 abbildet. Sie haben eine Seitenlänge bis zu $^1/_2$ Millimeter, quadratische Gestalt von diagonaler Stellung und sind von Ikositetraederflächen begrenzt.

[1]) Tschermak, Mineralogisch-petr. Mitth., Bd. XI, pag. 349, Taf. VII.

XX. Die Basalte der Steiermark.

Von **Alois Sigmund.**

4. Der Magmabasalt und basaltische Tuff bei Fürstenfeld.

Einleitung.

Sechs Kilometer südlich von Fürstenfeld, in der Nähe des Dorfes Stein, tauchen mitten im neogenen Hügellande zwei niedrige Basaltkuppen aus dem Congerientegel empor. Sie sind durch ein schmales Thal von einander getrennt, hängen jedoch, wie einige durch Erosion aufgeschlossene Stellen der Thalsohle beweisen, miteinander zusammen.[1])

Beide Kuppen scheinen einer von Westen nach Osten streichenden Spalte aufzusitzen, bilden jedoch keine selbständigen Erhebungen im Terrain, sondern sind den benachbarten, höheren, neogenen Hügeln vorgelagert und mit diesen durch flache Sättel verbunden. Während die westliche, grössere Kuppe ausser einigen unbedeutenden Klippen und einem längst aufgegebenen, jetzt von Gebüsch überwucherten Steinbruch keine Aufschlüsse bietet, ist die östliche durch über 50 Jahre fortgesetzte Steinbrucharbeit bis zu ihrem Kerne aufgeschlossen.

K. J. Andrae besuchte diesen Steinbruch im Jahre 1854; die Beschreibung[2]) desselben und ein beigefügter Holzschnitt lassen erkennen, dass sich trotz des andauernden Abbaues von Basalt zur Gewinnung von Strassenschotter das charakteristische Bild des Aufschlusses im wesentlichen nicht geändert hat.

---

[1]) Auf der geologischen Karte der Steiermark von D. Stur, sowie auf jener im Massstabe 1 : 75.000 von der k. k. geol. Reichsanstalt hergestellten Karte sind diese zwei Kuppen als isolirte Basaltvorkommnisse verzeichnet.

[2]) Bericht über die Ergebnisse geognostischer Forschungen im Gebiete der 14., 18. und 19. Section der General-Quartiermeisterstabskarte von Steiermark und Illyrien während des Sommers 1854. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1855, VI. Jahrg.

Der Autor schildert die ausgezeichnete, säulenförmige Absonderung des Basaltes und die prächtige, noch jetzt vorhandene, ziemlich geräumige Höhle und berichtet, dass die Säulen theils strahlenförmig von der Basis auslaufen, theils der Peripherie des Berges folgen, dass sie aber stellenweise auch gekrümmt wären. Ich beobachtete, dass die Säulen im Kerne der Kuppe und in den centralen Theilen wagrecht liegen, an ihren Enden schwach gekrümmt sind, an beiden Seiten des Kernes jedoch fächerförmig verlaufen; diese Verhältnisse weisen auf einen zwiebelähnlichen Aufbau der Kuppe hin. Ob jedoch eine Quellkuppe oder nur das kuppenförmige Ende eines Stromes, der sich von der grösseren restlichen Masse abzweigte, vorliegt, konnte nicht constatirt werden, da einerseits das Liegende der Kuppe noch nicht aufgeschlossen, andererseits weil die kritische Seite der Kuppe, nämlich die der grösseren Basaltmasse zugekehrte, theils durch Erosion, theils durch die Steinbrucharbeit abgetragen ist.

Ausser der blossen Bestimmung des Gesteins als Magmabasalt durch E. Hussak[1]) lag bisher kein Bericht über die mineralogische und chemische Zusammensetzung desselben vor.

I. Mineralogische Zusammensetzung des Basaltes und Palagonittuffes.

Der frisch gebrochene Basalt hat eine matte, schwärzlichgraue Farbe, ist in den Kerntheilen der Kuppe dicht, in den peripheren Theilen jedoch porös aufgelockert. Nur selten tritt ein grösseres Olivinkorn makroskopisch hervor.

Im Dünnschliff sieht man in einer aus dem Magmareste, aus Augitkryställchen, Olivinkörnern und Magnetit bestehenden Grundmasse porphyrische Ausscheidungen von Augit und Olivin liegen.

Die Basis

ist zumeist farblos, local aber auch drappgelb oder violettgrau gefärbt. Meist liegen in ihr Magnetitkörnchen und Augitmikrolithe so dicht gedrängt, dass sie fast verschwindet. Stellenweise tritt sie aber in grösseren, einschlussfreien Partien entweder inselförmig oder, wie besonders die gefärbte Basis, bandartig auf; in dem letzteren Falle bildet sie oft die Wand und die angrenzenden Theile von Blasenräumen.

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1880, pag. 161.

Behufs mikrochemischer Untersuchung der Basis erwies es sich als nöthig, die farblose und die dunkle Art aus Dünnschliffen zu isoliren; aus ausgedehnteren, mit der Lupe gut sichtbaren Partien gelang es mittels Nadeln Plättchen beider Glasarten herauszubrechen; jede Art wurde separirt auf einen Objectträger gelegt und mit Salzsäure behandelt. Beide Glasarten gelatinirten, die drappgelbe später, unter Ausscheidung von *NaCl*-Würfeln [1])

Dieses Verhalten gestattet den Schluss, dass wahrscheinlich Nephelinsubstanz im Magma vorhanden ist, welche jedoch nicht wie bei allen anderen südlicher gelegenen, oststeirischen Basalten zur Krystallisation gelangte.

Augit.

Winzige, farblose bis blassgrüne, vollkommen idiomorphe Augitkrystalle bilden den überwiegenden Bestandtheil der Grundmasse, und weil diese die porphyrischen Ausscheidungen an Masse übertrifft, auch den grössten Theil der Gesteinsmasse. Während sie in den Kerntheilen der Kuppe regellos in der Basis liegen, sind sie in den peripheren Theilen, übereinstimmend mit der Lage der parallel zur Oberfläche gestreckten Blasen, fluidal geordnet.

Neben diesen kleinsten Augiten unterscheidet man in der Grundmasse noch eine individuenärmere Generation grösserer, grünlichgelber Augitkrystalle, bei denen auch häufig Zwillingsbildung nach (101) auftritt; sie besitzen Sanduhrstructur, welche an Schnitten $\parallel$ (010) oder $\perp$ zur c schon im einfachen Lichte erkennbar ist; die Auslöschungsschiefe c c beträgt:

im farblosen Kern	41°
in den blassgelben Anwachskegeln der Pyramide .	46°
in der rahmenförmigen Hülle	48°
und in den Anwachsstreifen der verticalen Flächen	53°

Sie nimmt also in der Richtung der Hauptaxe vom Kerne aus nach aussen zu. Noch deutlicher tritt auch hier dieses Verhältnis hervor,

[1]) Demnach entspricht das vorliegende Gestein — genau genommen — keiner der von Bücking aufgestellten Arten der Limburgite. Sieht man jedoch von der mit Recht angezweifelten dritten Art — zu welcher Bücking bekanntlich Limburgite mit farbloser, mit *HCl* gelatinirender Basis und mit brauner, nicht auflösbarer Basis rechnet — ab und hält an der Annahme der Existenz eines einheitlichen Magmas bei einem Limburgite fest, so liesse sich das Gestein am ehesten noch in die Limburgite der zweiten Art einreihen.

wenn mit dem Sanduhrbau die Zonenstructur combinirt ist. Ferner besitzen die dem Kerne zunächst liegenden Anwachsschichten der verticalen Flächen ein geringeres Lichtbrechungsvermögen als die entfernteren.

Die porphyrisch ausgeschiedenen Augite erreichen eine Grösse bis 1·6 Millimeter und erscheinen im Dünnschliff als farblose, corrodirte Krystalle; auch sie sind sanduhrförmig gebaut, doch bleiben ihre Auslöschungsschiefen hinter der des Kernes der grösseren Grundmasse-Augite zurück.

Alle Augite dieses Basaltes sind durch die Reinheit ihrer Substanz ausgezeichnet; nur selten bergen sie Glaseinschlüsse und Magnetitkörnchen.

Olivin.

Olivinkörnchen und Aggregate von solchen sind in unansehnlicher Menge in der Grundmasse vertheilt. Die porphyrisch ausgeschiedenen Olivine sind bis 3 Millimeter grosse corrodirte Krystalle; die Einwirkung des Magma beschränkte sich jedoch meist nur auf eine sehr schmale, äusserste Zone, wodurch schlauch- und fjordähnliche Aetzungsgrübchen entstanden. Mit Ausnahme der Olivine in der nur wenige Millimeter dicken Verwitterungsrinde, welche — ähnlich denen im norwegischen Basalte von Moss[1]) — in ein Aggregat von gelblichgrauen, radialfaserigen Serpentinkügelchen umgewandelt sind, zeigen alle anderen keine Spur irgend einer endogenen Veränderung.

Die intratellurischen Olivine bergen spärliche Glaseinschlüsse, häufig Picotit- und Magnetitoktaëder, die Olivine der Grundmasse nur letztere.

Das Gestein schliesst häufig Olivinknollen ein, welche ein grobkörniges Gemenge von farblosen bis weingelben, an der Oberfläche in ein Carbonat umgewandelten Olivinkörnern, smaragdgrünen Diopsidkörnern, ölgrünem Broncite und winzigen, pechschwarzen, an den Rändern braun durchscheinenden Picotitkörnchen darstellen.

Solche Olivinknollen führen in grosser Menge auch die zahlreichen Lapilli-Tuffbänke, deren Verbreitung von Altenmarkt bei Fürstenfeld im Norden bis nach Klöch im Süden, von Gnas im Osten bis weit über die steirisch-ungarische Grenze hinaus im Westen reicht. Hier sind sie entweder von einer basaltischen Hülle rings

[1]) F. Zirkel, Basaltgesteine, 1870, pag. 64.

umschlossen oder es haftet ihnen nur an einem Theile ihrer Oberfläche basaltisches Gestein kappenartig an; in vielen Fällen mangelt ihnen aber auch gänzlich jede basaltische Begleitung.

Bei der Untersuchung der basaltischen Mäntel von Olivinknollen, die aus Lapillituffen verschiedener oststeirischer Localitäten stammten, stellte es sich nun heraus, dass die Grundmasse derselben überall mit jener des Magmabasalts von Fürstenfeld im wesentlichen übereinstimmt. Auch die porphyrischen Ausscheidungen, Augit- und Olivinkrystalle, bleiben sich allenthalben gleich, so dass diese basaltischen Hüllen der Olivinknollen, sowie auch die selbständig auftretenden Lapilli, als Magmabasalt zu bezeichnen sind. Nur die grossen Augite der Basaltmäntel der Olivinknollen, welche in den zwischen Fehring und Kapfenstein und im Osten von Gnas gelagerten Tuffen stecken, zeigen einen Bau, der von dem der porphyrischen Augite im Basalt von Fürstenfeld in charakteristischer Weise abweicht. Dieselben besitzen vollendeten Idiomorphismus, im Innern aber einen grossen, irregulären Kern von im Dünnschliff farblos erscheinendem Broncit; an der Grenze zwischen Augit und Broncit lagert eine dünne Schichte kleinster Augitkörnchen. Neben diesen interessanten Augiten sind noch corrodirte Broncite, Olivine und als Seltenheit Picotitkörnchen mit opacitischem Saume vorhanden. Eine fast ganz gleiche mineralogische Zusammensetzung haben die Lapilli aus den Tuffen von Kapfenstein, welche C. Dölter und E. Hussak[1]) beschrieben haben. Nur die braune Hornblende, die hier laut Angabe als Gemengtheil auftritt, fand ich in den Basaltmänteln nicht, wohl aber als 1·5 Centimeter grosse, lose im Tuffe steckende Krystalle.

Magnetit

in Körnchen und Oktaëdern ist in sehr reicher Menge vorhanden.

Die Structur des Magmabasaltes bei Fürstenfeld ist in Uebereinstimmung mit der aller anderen Limburgite als eine hypokrystallinporphyrische zu bezeichnen.

---

[1]) Ueber die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien. N. J. f. M., 1884, pag. 29.

Schon mit freiem Auge nimmt man stellenweise im Gesteine eingeschlossene rauchgraue, starkglänzende Körner mit muscheliger Bruchfläche wahr, welche sich mit der Spitze des Messers nicht ritzen lassen. Es sind Quarze von ungleicher Grösse, die ungleichmässig im Gesteine zerstreut liegen; doch kann man in jedem Schliffe deren mehrere beobachten. Der Gehalt an Quarz ist somit immerhin ein so beträchtlicher, dass eine Einflussnahme desselben auf die SiO_2-Bestimmung bei der chemischen Analyse des Gesteins nicht ausgeschlossen erscheint. Im Dünnschliff sieht man weiters, dass jedes Quarzkorn eine gelbe, gleichmässig dicke Glasrinde besitzt, welche bei grösseren Körnern die Dicke von 0·5 Millimeter erreicht; in diese Glashülle ragen vom umschliessenden Gesteine her hellgrüne, sanduhrförmig gebaute Augitsäulchen hinein. Diese Quarzkörner mit ihrem augitischen Contacthofe gleichen also ganz jenen, die aus dem Magmabasalte von Reichenweier und vom Lassens Peak in Neu-Californien bereits bekannt sind. J. S. Diller hält den Quarz in diesem californischen Feldspathbasalt für einen primären Bestandtheil, der sich zuerst aus dem Magma ausgeschieden haben soll. Wegen der ungleichmässigen Vertheilung und den bedeutenden Grössendifferenzen der Quarze im Fürstenfelder Basalte sind diese, wie manche andere in anderen Basalten, wohl nur als secundäre Einschlüsse, welche aus einer vom Magma durchbrochenen Sandbank stammen, aufzufassen.

Noch häufiger als solche Quarzkörner trifft man im Dünnschliff auf Körner von flaschengrünem, drappgelbem, braunem oder farblosem Glase von der Grösse und Gestalt eines Hirsekorns; sie verleihen sogar dem Gesteine ein eigenthümliches Gepräge. Diese Glasmandeln sind entweder theilweise globulitisch oder farrenkrautähnlich entglast, oder bergen wenige Mikrolithe; häufig vorhandene Sprünge weisen auf eingetretene Spannungsdifferenzen. Sie liegen alle in einer ähnlichen Augithülle wie die Quarzkörner. Dieser Umstand führt zu dem Schlusse, dass sie kleine, gänzlich eingeschmolzene, fremde Sandkörnchen oder Gesteinsbruchstücke sind. Sie dürften wohl ident sein mit den Nestern von gefärbtem oder farblosem Glase, welche Chelius in einem Magmabasalt des rechtsrheinischen Hessen antraf.

In den mikroskopischen Klüften und Hohlräumen bildeten sich folgende secundäre Minerale:

1. Farblose, isotrope, öfters aber auch schwache Doppelbrechung zeigende Krystalle mit dodekaëdrischen Umrissen; sie überziehen krustenartig die Wandungen der Hohlräume; die Lichtbrechung ist geringer als die des benachbarten, das Lumen der Höhlung ausfüllenden Calcits; es dürften hier wohl Analcimkrystalle vorliegen.

2. Calcit, das am häufigsten vorhandene secundäre Mineral. Der Gehalt an mikroskopischem Calcit ist selbst in dem frischen Gestein ein so beträchtlicher, dass dieses mit *HCl* lebhaft braust und wie der Quarz in dem Ergebnis der chemischen Analyse zur Geltung gelangt sein dürfte. Ausser mikroskopischem Calcit trifft man manchmal in grösseren ellipsoidischen Hohlräumen bohnengrosse Calcitmandeln, und auf Klüften Drusen von 5—8 Millimeter grossen, wasserklaren oder weingelben, spitzen Calcit-Rhomboedern.

3. Natrolith.

4. Aragonit, in kugeligen, radialfaserigen Aggregaten.

5. Ein Zeolith (Philippsit?) mit eigenthümlichem Aufbau. Die Querschnitte der farblosen Krystalle zeigen im einfachen Lichte ein scharf begrenztes Quadrat, in welchem, den Seitensymmetralen folgend, ein deutliches helles Kreuz sichtbar ist; in den Ecken des Quadrates bemerkt man ruinenartige Contouren. Zwischen gekreuzten Nicols werden jenes Kreuz und die Ecken dunkel, die zwischen den Kreuzesarmen liegenden Rechtecke zeigen jedoch dieselben Interferenzfarben, wie die benachbarten Calcite. Das Kreuz entspricht wohl vier sich rechtwinklig kreuzenden Platten, die Polygone in den Ecken vier Säulchen; die Platten und Ecksäulen gehören entweder einem farblosen, isotropen oder einem optisch einaxigen Minerale an, welches senkrecht zur optischen Axe getroffen wurde. Die Querschnitte dieser Krystalle erinnern einigermassen an die des Chiastoliths.

Der Basalt schliesst an einigen Stellen auch Bruchstücke von Gesteinen[1]) ein, welche beim Emporquellen des Magmas von den

[1]) In der Sammlung steirischer Minerale und Gesteine des Landesmuseums in Graz befindet sich ein 2 Decimeter langes und 4 Centimeter dickes Fragment

Wänden der Eruptionsspalte mitgerissen wurden. Als solche wären zu nennen:

1. Nussgrosse Brocken von Aplit.
2. Ein Ballen eines ziegelrothen Thones von circa 1 Meter Durchmesser, der nahe der Peripherie der Kuppe im Basalte steckt.

An einigen Stellen der Oberfläche der östlichen Kuppe traf ich auf Schollen eines basaltischen Tuffes; es sind dies wahrscheinlich durch das aufbrechende basaltische Magma emporgerissene Bruchstücke einer Tuffmasse, welche in Form eines flachen Aschenkegels das Liegende des Basaltes bilden dürfte. Der Tuff ist ein graulichgelbes, erdiges Gestein, in dem eckige Basaltbrocken eingeschlossen sind. Jenes besteht, im Dünnschliff betrachtet, aus mikroskopischen, honiggelben, stark zersetzten Palagonitkörnern, die durch Calcit cementirt sind; die Basaltstücke gehören einem Magmabasalt mit fluidal geordneten Augiten an. Das Gestein hat ganz dasselbe Aussehen und eine analoge mineralogische Constitution, wie jener graulichgelbe palagonitische Tuff, der unter der Nephelinitdecke des Hochstraden in bedeutender Mächtigkeit lagert.

II. Chemische Zusammensetzung des Magmabasalts.

Herr Dr. Richard R. v. Zeynek, Assistent am k. k. chemisch-pathologischen Institute in Wien, hatte die Güte, die Analyse dieses Magmabasalts zu übernehmen und auszuführen, wofür ich ihm meinen besten Dank ausspreche.

Ergebnisse der Analyse.

I. Aufschliessung im Rohr mit kohlensaurem Natronkali.

einer sehr regelmässig sechsseitigen Säule gefritteten Sandsteins, welches nach der Etiquette von dem in Rede stehenden Basaltberge stammt. Trotz alles Suchens gelang es mir nicht, einen solchen Sandstein im Felde aufzufinden. Es ist wohl möglich, dass von diesem sehr harten Contactgestein einst eine grössere Scholle vorhanden war, welche mit dem Basalte zugleich geschlägelt und als Schottermaterial weggeführt wurde. Nach einem Dünnschliff aus einem Stücke jenes Säulenfragmentes, das ich Herrn Custos Dr. Ed. Hatle verdanke, besteht dieser Sandstein vorwiegend aus scharfkantigen Quarzkörnchen, farblosen, von unzähligen Dampfporen durchschwärmten Glaskörnern, welche durch ein dunkles, nicht bestimmbares Cement, wahrscheinlich ein Frittungsproduct, mit einander verkittet sind.

1·0496 Gramm Substanz gab 0·0192 Gramm Wasser, 0·4908 Gramm Kieselsäureanhydrid, 0·1214 Gramm Eisenoxyd, 0·1882 Gramm Aluminiumoxyd, 0·0865 Gramm Calciumoxyd, 0·2128 Gramm pyrophosphorsaures Magnesium = 0·0767 Gramm Magnesiumoxyd, Spuren von Mangan.

II. Aufschliessung mit Flussäure.

1·0490 Gramm Substanz gab 0·1062 Gramm Chloralkalien, 0·1193 Gramm Kaliumplatinchlorid, entsprechend 0·0370 Gramm Natriumoxyd, 0·0231 Gramm Kaliumoxyd.

III. Eisenoxydulbestimmung. 0·6887 Gramm Substanz verbrauchte 6·35 Cubikcentimeter Chamäleon (1 Cubikcentimeter Chamäleon = 0·0061 Gramm Eisenoxydul) entspricht 5·62 Procent Eisenoxydul.

IV. Kohlensäurebestimmung. 2·0637 Gramm Substanz gab 0·0275 Gramm Kohlensäure.

In Procenten:

H_2O	1·83
SiO_2	46·76
TiO_2	Spur
Fe_2O_3	5·33
FeO	5·62
Mn	Spur
Al_2O_3	17·93
CaO	8·24
MgO	7·31
Na_2O	3·53
K_2O	2·20
CO_2	1·33
	100·08

Aus diesen Procentzahlen wurden auf dem bekannten, von Rosenbusch[1]) vorgeschlagenen Wege die Metallatomverhältnisse, auf 100 reducirt, berechnet:

[1]) Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Mittheilungen. 1890, XI. Bd.

Si	46·1
Al	20·6
Fe	4·0
Mg	10·9
Ca	8·7
Na	7·0
K	2·7

Das Gestein ist demnach von einem ψ-Magma ableitbar, aus dessen Spaltung der Basalt und die Olivinknollen entstanden.

---

5. Der Feldspathbasalt bei Weitendorf.

Einleitung.

An der Südspitze der dreieckigen, von der Mur und Kainach eingeschlossenen Schotterbank erhebt sich unweit von Weitendorf eine circa 20 Meter hohe flache Basaltkuppe. Sie liegt aber nahe dem Ostrande des steirisch-pannonischen Beckens, unweit von den krystallinen Schiefern des Koralpenzuges und 40 Kilometer weit von der oststeirischen basaltischen Aufbruchstrecke Klöch—Fürstenfeld entfernt.

Durch ausgedehnte Steinbrucharbeit ist bereits die Hälfte der Kuppe abgetragen. Die segmentförmige Felswand, welche jetzt abgebaut wird, zeigt in der Mitte eine Zerklüftung in bis 3 Meter dicke, verticale Pfeiler, welche durch unregelmässige Querklüfte in wollsackähnliche Glieder getheilt sind; an den Flanken jedoch verläuft die Klüftung nicht normal zur Oberfläche, sondern schwach convex, so dass es den Anschein hat, als wären die peripheren Theile schalenförmig um den Kern gelagert.

Während die Eruptionszeit der oststeirischen Basalte sowohl durch die Einschlüsse der begleitenden Tuffe — petrefactenführende Bruchstücke sarmatischer Gesteine und Quarzgeschiebe aus dem Belvedereschotter — als durch den Verband derselben mit dem liegenden Congerientegel und dem hangenden Belvedereschotter hinreichend genau festgestellt ist[1]), fehlen bei dem Gesteine von Weitendorf sichere

[1]) Siehe D. Stur's Geologie der Steiermark, pag. 614 und 615 und Dr. Conrad Clar's Schilderung der geologischen Verhältnisse der Gegend von Gleichenberg in

Anhaltspunkte zur Bestimmung des geologischen Alters. Nur das Hangende des Basalts ist bekannt; an einer muldenförmigen Stelle der Oberfläche der Kuppe traf ich eine 2 Meter mächtige Mergelschichte; sonst ist die ganze Kuppe von Schotter kappenförmig überlagert. Schon Dr. F. Rolle[1]) und G. Untchj[2]) erwähnten den Mangel von Aufschlüssen; Untchj bemerkte jedoch, indem er sich auf ein angebliches Vorkommen von devonischem Schiefer am jenseitigen Ufer der Kainach beruft, dass der Durchbruch des Basaltes durch eine Spalte im Grundgebirge erfolgt sein dürfte.

An dem der Basaltkuppe gegenüberliegenden Ostabhang des Kuklitz-Kogels traf ich am Fusse des Berges hart am rechten Ufer der Kainach eine auf mehrere Meter weit zu verfolgende Bank eines graulich-grünen, dichten Gesteins, welches nach einem Handstücke in der Sammlung des geologischen Institutes der Universität in Graz auch am nördlichen Gehänge des Berges aussteht. Es ist Thonphylliten eingeschaltet und war schon F. Rolle, der das Gestein als „Aphanit" bezeichnete, bekannt. Das von mir untersuchte Gestein besteht aus trübem Plagioklas, Chlorit, röthlich durchsichtigem, körnigen Titanit und Magnetit; die erstgenannten Gesteinselemente sind schieferig angeordnet. Dass der Chlorit aus Augit entstand, wurde mir erst nach der Durchsicht der zum Vergleiche herangezogenen Schliffe des Diabases zwischen Kaindorf und Kainberg bei Leibnitz klar; hier sind die den Diabasen des mittelsteirischen Devons eigenthümlichen röthlich-violetten Augite längs der Spaltrisse in dasselbe chloritische Mineral umgewandelt, welches im Gestein bei Weitendorf in fertiger Umwandlung als wesentlicher Gemengtheil auftritt. Ich halte demnach dieses Gestein für einen theilweise veränderten Diabas. Nach dem äusseren Ansehen und nach der seinerzeit von V. Hansel[3]) gegebenen Beschreibung stimmt es auch mit dem Diabase vom Ausgange des Harizthales (n. von Graz) mit dem Unterschiede überein, dass es Titanit statt Titaneisen enthält; es ist also noch weiter als dieses verändert. Der Weitendorfer

---

Prof. E. Ludwig's „Chemischer Untersuchung der Constantinquelle in Gleichenberg". Diese Mittheilungen, 1896, XVI. Bd.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., 1856, pag. 594.

[2]) Mittheilungen d. nat. Vereines f. Steiermark, 1872, pag. 48.

[3]) Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. Diese Mittheil., 1884, Bd. VI, pag. 65 und 66.

Diabas steht ohne Zweifel mit den weiter nördlicher gelegenen, den devonischen Quarziten der Umgebung von Graz eingeschalteten Diabasen einerseits und den Diabasen zwischen Lebring und Leibnitz andererseits in genetischem Zusammenhange und bildet eine Brücke zwischen dem nördlichen und südlichen Vorkommen. Der nur 500 Meter weiter östlich anstehende Basalt scheint in der von Norden nach Süden streichenden Bruchspalte, welche die Grenze zwischen dem Devon und Neogen bildet, in Form einer parallel zu diesem Bruchrande gestreckten Quellkuppe gefördert worden zu sein.

Wenn nun auch das geologische Alter des Gesteins dieser Kuppe bislang noch nicht constatirt ist, so unterliegt es nach der petrographischen Untersuchung desselben doch keinem Zweifel, dass, wie schon Prof. K. F. Peters[1]) im Jahre 1872 erklärte, ein Feldspathbasalt, also kein Melaphyr, vorliegt. Allerdings, wie es mir nach dem minderen Erhaltungsgrade der Olivine und Augite, sowie dem häufigen Auftreten grösserer, secundäre Minerale (aber keine Zeolithe) bergender Hohlräume scheint, von einem höheren Alter, als den oststeirischen Basalten zukommt.

Mineralogischer Bestand und die Structur des Basalts; endogene Einschlüsse desselben

Das Gestein ist graulichschwarz und dicht; stellenweise sieht man mit freiem Auge bis 3 Millimeter grosse, ölgrüne, frische, seltener dunkelrothe, veränderte Olivinkrystalle.

Aus den Dünnschliffen erkennt man, dass eine überwiegend aus Plagioklasleisten bestehende Grundmasse den grössten Theil des Gesteins bildet; in dieser sind Augit-, Olivin- und Plagioklaskrystalle porphyrisch ausgeschieden; ein geringer Magmarest steckt noch zwischen den Feldspathleisten; Titaneisen und Magnetit sind die ausgeschiedenen Erze.

Die Plagioklase der Grundmasse bilden schätzungsweise drei Viertel der Gesteinsmasse. Die wasserklaren, leistenförmigen Krystalle derselben sind zu fluidalen Zügen geordnet; die 30° erreichenden Auslöschungsschiefen symmetrisch auslöschender Zwillingslamellen weisen auf einen basischen Labrador. Die porphyrisch

[1]) In den oben cit. „Beiträgen zur Kenntnis der Basalte Steiermarks u. s. w. von G. Untchj".

ausgeschiedenen Plagioklase erscheinen in tafelförmigen Krystallen; Schnitte nach *M* zeigen bei diesen Einsprenglingen im Kerne stärkere Lichtbrechung als in der rahmenförmigen Hülle und eine von innen nach aussen abnehmende, der α entsprechende Auslöschungsschiefe:

im inneren Theile des Kernes . .	— 32°
im äusseren Theile des Kernes . .	— 12°
in der Hülle	+ 5°

Der Kern entspricht demnach einem Bytownit; um den basischen Kernkrystall lagerten sich nach aussen stetig saurer werdende Schichten ab; die Hülle hat die Orientirung des Oligoklas.

In reicher Menge durchsetzen Apatitnadeln diese Plagioklaseinsprenglinge; seltener bergen diese farblose Glaseinschlüsse.

Auch der Augit ist in zwei Generationen vorhanden. Die wenigen intratellurischen Augite erscheinen im Durchschnitte farblos und als corrodirte Krystalle. Nur selten trifft man Schnitte mit deutlichem Sanduhrbau; an Schnitten nach (010) wurden folgende Auslöschungen bestimmt:

$$c\,c_{\alpha} = 39°$$
$$c\,c_{m} = 42°;$$

Der Axenwinkel ist ziemlich gross; als Mittelwert wurde gefunden: $2V = 58°\,50'$. Diese grossen Augite schliessen wenige, aber grosse, farblose Glaseier und Picotitoktaëder ein.

Manchmal trifft man auf grössere Augitkrystalle, welche porphyrisch ausgeschiedenen Olivinen aufgewachsen sind; aber ein andermal sieht man diese auf jenen oder auch so auf einander sitzen, dass ihre Trennungsflächen die gegenseitige Hemmung beim Wachsthum zeigen. Diese Erscheinungen, sowie ferner der Umstand, dass beide Minerale Einschlüsse gleicher Art bergen, weisen auf die gleiche Zeit der Ausscheidung beider Minerale hin. Häufiger bemerkt man, dass die grossen Augite von den Plagioklasen wie eine Strominsel umflossen werden; sie sind daher älter als diese.

Die jüngere Generation der Augite erscheint als farblose, rundliche, einschlussfreie Körner, die entweder vereinzelt in der Grundmasse liegen oder zu Augitaugen oder prächtigen, garbenähnlichen Aggregaten geschart sind.

Auch der Olivin tritt in zwei Generationen auf. Die porphyrisch ausgeschiedenen Olivinkrystalle sind von der Oberfläche

und längs der Sprünge in grünen, faserigen Serpentin umgewandelt, in dessen Maschen noch Reste frischen, wasserklaren Olivins stecken; in den peripheren Theilen der Nordflanke der Kuppe, aber auch in einigen mehr central gelegenen, schon durch ihre graue Farbe von weitem auffallenden, jedenfalls besonders stark imbibirten Stellen derselben sind die grossen Olivine jedoch völlig in blutrothes Eisenhydroxyd umgewandelt. Dieses Endstadium gestattet den Schluss, dass der Olivin des vorliegenden Gesteines ein sehr eisenreicher, ein Fayalit, ist. Zu demselben Schlusse kam G. Untchj auf Grund der von ihm ausgeführten chemischen Analyse des Basalts, welche angeblich nur eine Spur von Magnesia ergab.

Einer zweiten Generation gehören jene zahlreichen, bald licht-, bald dunkelgrünen, stellenweise blutrothen Flocken an, welche aus Olivinkörnern hervorgegangen sind, die in den von den Feldspathmikrolithen der Grundmasse gelassenen Lücken sich ausschieden. Dass diese Flocken wirklich nichts anderes sind als in verschiedenen Umwandlungsstadien befindliche Olivine, beweist nicht nur ihre Farbe, welche stets mit jener der jeweiligen Umwandlungsproducte der grossen Olivine genau übereinstimmt, sondern auch der Umstand, dass sie mit diesen dieselbe geringe Doppelbrechung und faserige Structur gemeinsam haben. Diese gefärbten Flocken verleihen der farblosen Grundmasse ein eigenthümliches, gefleckte Ansehen.

Die beiden Erze, Ilmenit und Magnetit, treten in den verschiedenen Regionen der Kuppe in wechselnder Menge auf. In der Gipfelregion übertrifft die Menge des Magnetits jene des Ilmenits; in den centralen und basalen Theilen der Kuppe herrscht hingegen das Titaneisen vor; ein Verhältnis, welches bekanntlich auch bei den Basalten des südlichen Bakony zutrifft und von K. Hofmann[1]) aus der Verschiedenheit der Lösbarkeit der beiden Erze im Magma und der Umkehr des Löslichkeitsverhältnisses bei geändertem Drucke zu erklären versucht wurde.

Der Ilmenit tritt in tafelförmigen Krystallen auf, welche je nach der Schnittlage entweder als eisenschwarze, sechseckige Blättchen, deren Rand stellenweise ruinenartige Contouren zeigen, oder als Leisten mit oft scepterähnlichen Umrissen erscheinen. Auch dunkle lappen-

[1]) Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Budapest 1897, pag. 30 ff. und pag. 206.

förmige Gebilde mit bogig ausgeschnittenen Rändern sind wohl als Titaneisen zu deuten. Jene Blättchen mit den sechseckigen Umrissen sind an dünnen Stellen mit nelkenbrauner Farbe durchsichtig und schwach doppelbrechend. Nach diesem Verhalten und nach Durchsicht einiger zur Vergleichung herangezogener Schliffe von Feldspathbasalten des Bakony (Szt. György hegy, Badacson, Sági hegy), welche nach Angabe K. Hofmann's Titaneisenglimmer führen, scheint auch das Weitendorfer Titaneisen in dieser Modification aufzutreten. An besonders dünnen Blättchen sieht man auch helle Streifen, welche sich unter Winkeln von 60° kreuzen und auf eingeschaltete Zwillingslamellen schliessen lassen. Nicht selten sind Augitkörnchen oder Feldspathleisten von Ilmenitblättchen eingeschlossen oder eingeklemmt, während ein umgekehrtes Lagerungsverhältniss nicht beobachtet wurde; der Ilmenit schied sich also später als der Feldspath aus dem Magma aus. — Ich prüfte das Basaltpulver nach der Schönn'schen Methode und erhielt den für TiO_2 charakteristischen orangegelben Niederschlag. Nach der Analyse von G. Untchj beträgt der TiO_2-Gehalt des Gesteins 1·44 Procent.[1])

Der Magnetit tritt in den Schliffen des Gesteinsmaterials, welches aus der Gipfelregion stammt, in Krystallen und Körnchen auf; in jenen aus den inneren und basalen Theilen ist nur selten ein Magnetitkorn mit Sicherheit zu constatiren. Mit Hilfe eines Jamin'schen Lamellenmagnetes konnte ich aus dem Basaltpulver dieser Regionen schwarze, magnetische Körnchen in relativ nicht unbedeutender Menge isoliren; ob dieselben jedoch Magnetit- oder magnetische Ilmenitkörnchen waren, blieb unentschieden.

Zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse sind feinste Lamellen einer farblosen Basis[2]) gelagert, welche von dichten Wolken gelblichbraun durchscheinender Globulite durchschwärmt sind; oft sind diese zu parallelen Reihen geordnet und nehmen so auch ihrerseits an der Fluidalstructur der Grundmasse Antheil. Sehr wahrscheinlich bestehen diese Globulite aus Titaneisen. Auch in den dreieckigen Räumen, welche divergirende Feldspathleisten einschliessen, steckt stellenweise farbloses, manchmal aber auch

[1]) l. c. pag. 47.

[2]) Schon C. F. Peters constatirte die Anwesenheit einer farblosen Basis l. c. pag. 58.

drappgelbes, braunes, grünes oder violettgraues Glas. Auch grössere, inselförmige Glasnester mit dunklen, keulenförmigen trichitgleichen Ausscheidungen werden vereinzelt angetroffen. — Die Basis wird durch Salzsäure nicht angegriffen und scheidet keine *NaCl*-Würfel aus.

Nach dem Vorstehenden ist die Structur des Gesteins als hypokrystallin-porphyrisch, jene der Grundmasse als hyalopilitisch zu bezeichnen.

In einer Tiefe von circa 12 Meter unter der Oberfläche der Kuppe sind grössere, unregelmässig gestaltete Hohlräume mit einem grünlichgrauen, dichten Gesteine ausgefüllt, welches sich vom Basalt scharf abgrenzt, stellenweise aber selbst völlig frische eckige Bruchstücke des Basaltes einschliesst. Die Härte desselben ist 2·5; mit Salzsäure befeuchtet, braust dasselbe; gepulvert und mit *HCl* versetzt, gelatinirt es nach längerer Zeit. Schliffe lassen erkennen, dass diese Ausfüllungsmasse vorwiegend aus sehr vollkommenen Sphärokrystallen besteht, zwischen welchen farbloser, krystallinischer Calcit sich ausbreitet. Diese Sphärokrystalle bestehen aus blassgrünen, radialstrahligen, feinsten Fasern von ziemlich deutlicher Doppelbrechung. Die Auslöschung erfolgt anscheinend gerade und normal zur Faseraxe, welche die Axe der kleinsten Elasticität ist. Centrische Schnitte zeigen das sphärolithische Interferenzkreuz. Diese Eigenschaften weisen auf einen Delessit.

Zahlreiche andere Hohlräume sind von mitunter prächtigen Drusen von Aragonit, Chalcedon und Bergkrystall ausgekleidet; auf letzterem sitzen oft lehmgelbe Calcitrhomboëder mit 1 Centimeter Kantenlänge, die mit winzigen Pyritkrystallen bestreut sind. Eine Beschreibung dieser secundären Minerale gibt Dr. Ed. Hatle in den „Mineralien des Herzogthums Steiermark", Graz 1885[1]); die Altersfolge derselben erörterte schon früher Dr. F. Rolle.[2])

In der folgenden Tabelle I ist das Ergebnis der chemischen Analyse des Weitendorfer Basaltes aus G. Untchj's „Beiträgen"

[1]) Pag. 36, 40, 59 und 76.

[2]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, 1856, pag. 594.

wiederholt und in der Tabelle II die auf 100 umgerechneten Metallatomverhältnisse zusammengestellt.

	I.
SiO_2	54·08
TiO_2	1·44
Al_2O_3	16·39
Fe_2O_3	11·62
FeO	4·18
MgO	Spur
CaO	4·91
Na_2O	1·96
K_2O	2·31
H_2O	3·61
P_2O_5	Spur
	100·50
	II.
Si	57
Ti	1·1
Al	20·6
Fe	9·3
Ca	5·3
Na	3·6
K	3·1
	100·0

Der hohe Si-Gehalt, das den Exponenten 1 fast erreichende Verhältnis $(Na + K + 2\,Ca):Al$, und der Umstand, dass $Na + K > Ca < 4\,Ca$ ist, weisen auf ein δ-Magma.

Ausser den fünf Basaltvorkommnissen, deren petrographische Verhältnisse im XV., XVI. und diesem Bande der „Mittheilungen" erörtert wurden, gibt es nach den Erfahrungen, die ich auf meinen Wanderungen im Basaltgebiete der Steiermark während der drei letzten Jahre erworben, kein weiteres, anstehendes basaltisches Gestein.

Prof. M. J. Anker erwähnt zwar in seiner „kurzen Darstellung der mineralogisch-geognost. Verhältnisse der Steiermark", Grätz 1835,

auf pag. 75 und 77 noch zwei andere Basaltvorkommnisse: „einen dichten, aber nicht mächtigen Basalt bei Schlosswald“ (Gegend zwischen Poppendorf und Gnas) und einen säulenförmigen bei Welsdorf; ich traf jedoch an beiden Orten nur basaltische Tuffe; auch den Umwohnern jener Orte, die an dem Vorkommen festen, anstehenden Basaltes gewiss sehr interessirt wären, war ein solches gänzlich unbekannt. Möglicherweise meinte Prof. Anker unter dem Welsdorfer Basalt den fünf Kilometer südlich vom Schlosse Welsdorf auftretenden, oben beschriebenen „Magmabasalt bei Fürstenfeld“, da bei diesem das Merkmal der Zerklüftung in regelmässig polyedrischen Säulen zutrifft und der, da er das einzige, weit- und altbekannte Basaltvorkommen am linken Ufer der Raab ist, in dem Verzeichnisse Anker's, das an Vollständigkeit kaum etwas zu wünschen übrig lässt, gewiss nicht übergangen worden wäre.

Wien, August 1897.

(Schluss folgt.)

XXI. Die Titanitkrystalle im Brennergneiss.

Von **A. Rodewyk** in Innsbruck.

(Mittheilung aus dem mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut.)

Das Muttergestein unseres Titanites bildet den Kamm des Gebirges zwischen dem Brennerpass und dem Pfitscher Joch. Es ist ein Theil des Centralgneisses der Alpen, der in neuerer Zeit von Stache als Granitgneiss, sowie als Augengneiss oder Porphyrgneiss[1]), wohl auch als Gneissphyllit und sogar als Gneissgranit[2]) bezeichnet wurde. Pichler benennt das in Rede stehende Gestein noch specieller Gneiss des Phyllites und Brennergneiss im Gegensatz zum westlichen Gneiss des Glimmerschiefers.[3])

In jüngster Zeit aber wird die alte Ansicht von der Eruptivität der Centralgebilde wieder modern und man will den Begriff Centralgneiss durch Centralgranit (Weinschenk[4]), Porphyrgneiss durch Granitporphyr (Futterer[5]) ersetzen.

Bisher wurde das betreffende Gestein von niemandem in petrographischer Beziehung genauer beschrieben, obgleich in verschiedenen geologischen Abhandlungen davon die Rede ist. Pichler erwähnt zuerst den Titanit in diesem Gneiss und nachträglich reproduciren Zepharovich[6]) und Hintze[7]) dessen Angaben.

Da der Titanit eingewachsen und als Gesteinselement, zumal in krystallinischen Schiefergesteinen, ganz besonders aber in den lichten Varietäten, weniger oft sich findet und gegenüber dem aufgewachsenen Sphen weitaus weniger beschrieben worden ist, so dürfte es wohl erwünscht sein, eine nähere Untersuchung des seltenen

---

[1]) Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1870, pag. 216.

[2]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1874, pag. 135, 333.

[3]) Neues Jahrb., 1873, pag. 60; Mineral.-petrograph. Mitth., 1882, V, pag. 295.

[4]) L. c. 1895, I, pag. 228 u. a. O.

[5]) L. c. Beilageband IX, pag. 509.

[6]) Mineral. Lexikon, 1893, Bd. III, pag. 251.

[7]) Handbuch der Mineralogie, pag. 1624.

und merkwürdigen Gesteines selbst und speciell des in ihm enthaltenen Titanites anzustellen, zumal seine Krystalle recht gut ausgebildet sind.

Aus diesem Grunde hat mich mein sehr verehrter Lehrer, Herr Professor Dr. Cathrein, der diese Gegend untersuchte, veranlasst, das an Ort und Stelle reichlich gesammelte Material einer näheren Prüfung zu unterziehen. Zu diesem Zwecke stellte er mir dasselbe zur Verfügung und unterstützte mich bei meinen weiteren Untersuchungen und Arbeiten in der liebenswürdigsten Weise, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen wärmsten Dank ausspreche.

Der Gneiss des Brenner ist ein ganz typischer, zweiglimmeriger Gneiss mit porphyrartiger Entwicklung des Orthoklases, der in grossen, wohlausgebildeten, selten linsenförmigen Krystallen auftritt, ähnlich wie im Porphyrgneiss oder auch im Augengneiss. Die Schieferung des Gneisses ist an einigen Stellen infolge des porphyrischen Gefüges weniger hervortretend, aber doch im allgemeinen ganz deutlich und unverkennbar durch Lagen von hellem und dunklem Glimmer, von Quarz und anderen Mineralien. Besonders ist es der weisse Glimmer, der grosse, hautartige Ueberzüge auf den Orthoklasen bildet, wodurch das Gestein mitunter eine flaserige Structur mit Feldspathaugen und ein geradezu phyllitisches Gepräge erhält. Weiterhin finden sich im Gestein längliche, linsenförmige Stellen von grünlicher Farbe, die sich bei genauerer Untersuchung als Epidot erweisen. Auch der Quarz tritt mehr oder weniger hervor, oft in relativ grossen, linsenförmigen Aggregaten oder in kurzen, schmalen Lagen. Der Titanit endlich ist in kleinen, wohl ausgebildeten Krystallen im Gestein eingewachsen. Er erweist sich nach Form und Lagerung als einer der ältesten Bestandtheile dieses Gneisses, denn er ist ringsum entwickelt. Ueber die Altersfolge der übrigen Gesteinselemente lässt sich mit Sicherheit sagen, dass Epidot, Chlorit zu den jüngsten Bildungen gehören, da sie Umwandlungen der älteren Minerale sind. Im Gegensatz zu den Feldspathen sind Glimmer und Quarz jüngere Gesteinselemente. Hier und da entdeckt noch das unbewaffnete Auge kleine, wohlausgebildete Pyritkryställchen, während Zirkon, Apatit, Rutil sich nur als mikroskopische Einschlüsse finden. Diese Gemengtheile gehören zu den Erstlingsgebilden.

Die genauere Untersuchung der einzelnen, aufgezählten Bestandtheile lieferte folgende Ergebnisse.

Die Orthoklaskrystalle, die unter allen Bestandtheilen am deutlichsten hervortreten, sowohl wegen ihrer Grösse wie auch wegen ihrer Häufigkeit und Frische, sind sehr oft nach dem Karlsbader Gesetz verwachsen, was man besonders an der Spaltbarkeit in scheinbar einheitlichen Schnitten erkennen kann, denn ihre Spaltungsrichtungen und damit der Glanz sind getheilt, entsprechend den nebeneinander liegenden, aber nach entgegengesetzter Richtung abfallenden Basisflächen. Makroskopisch zeigen die Spaltungsflächen lebhaften Glasglanz, besonders die Fläche $oP(001)$. Mikroskopisch erweisen sich die Orthoklase stets einheitlich, lamellenfrei mit blaugrauen Polarisationsfarben. Auf den Spaltungsflächen wurde die Auslöschung bestimmt, welche auf $oP(001)$ eine gerade ist, während sie auf $\infty P\infty\,(010) + 5^0$ betrug; beide Angaben beziehen sich natürlich auf die Kante (001):(010).

Vom fast rein weissen Plagioklas, der sich auch in grosser Menge vorfindet, doch mehr in kleineren Krystallen und Aggregaten, unterscheidet sich der Orthoklas durch seine schwach röthliche Farbe. Letzterer ist auch weit besser erhalten, zeigt infolgedessen einen weit lebhafteren Glanz, der bei den Plagioklasen wegen ihrer weit vorgeschrittenen Zersetzung eher als matt zu bezeichnen ist. Dieser Unterschied tritt besonders im Dünnschliff hervor. Wenngleich beim Orthoklas auch an einigen Stellen der Beginn einer Umwandlung ganz deutlich sich zu erkennen gibt, so ist dieses durchaus nicht so allgemein wie beim Plagioklas. Dieser zeigt im Mikroskop infolge seiner Zersetzung eine solche Trübung, dass er fast ganz undurchsichtig ist und es mir unmöglich war, hier den Winkel der Auslöschung, beziehungsweise die Natur des Plagioklases genauer zu bestimmen. Diese Zersetzung ist auch der Grund, weshalb dieser Feldspath makroskopisch so weiss gefärbt erscheint, und dass seine Spaltbarkeit makroskopisch nur so wenig deutlich hervortritt. Mikroskopisch dagegen kommt da und dort auch die Spaltbarkeit des Plagioklases trotz der Zersetzung zum Vorschein, indem die Spaltungsrisse durch die wolkenartigen Zersetzungsproducte hindurchschimmern. Bei Benützung stärkerer Vergrösserungen lassen sich die trüben Wolken wenigstens am Rande auflösen. Das Zersetzungsproduct ist wohl

hauptsächlich Epidot und nur stellenweise vielleicht Zoisit; doch ist letzterer nicht ganz sicher als solcher erkennbar. Wir haben es also offenbar mit einer Epidotisirung des Plagioklases zu thun. Oft kann man auch ganz deutlich den allmählichen Uebergang von grösseren Feldspathkrystallen in die wolkigen Massen verfolgen. So sehr auch diese Zersetzung die Farbe, Spaltbarkeit und Durchsichtigkeit der Plagioklase beeinträchtigt, die Polarisationsfarben werden weniger davon beeinflusst, dieselben sind gegenüber dem Orthoklas lebhaft. Daher schimmern auch die Zwillingslamellen noch deutlich durch. Die Härte weicht auch bei der Zersetzung nur wenig oder gar nicht von der gewöhnlichen Härte der Feldspathe ab, entsprechend der Neubildung von Epidot. An Einschlüssen sind die Feldspathe relativ arm. Da und dort zeigt der Orthoklas deutliche Perthitbildung und Quarzindividuen eingelagert, so dass man ihn in Dünnschliffen leicht als Pegmatolith erkennen kann. Beim Plagioklas findet sich hier und da vereinzelt als Einschluss ein Chlorit- oder Biotitblättchen, aber sonst herrscht in ihm als Einschluss fast ganz allein Epidot, den man oft auch bei geringer Vergrösserung schon erkennen kann, besonders an der starken Lichtbrechung, zu der noch eine verhältnismässig starke Doppelbrechung hinzukommt, und an der geraden Auslöschung der quer abgesonderten Säulchen. Die Färbung dieses Epidots ist jedoch so gering, dass ein Pleochroismus nicht zu bemerken ist.

Uebrigens findet sich der Epidot im Gestein nicht blos als Einschluss des Plagioklases, sondern auch als eigentlicher Gemengtheil, sowohl in kleinen, gut ausgebildeten Krystallen von grüner Farbe, die oft von zahlreichen Querabsonderungen durchsetzt sind, wie in gleich gefärbten körnigsäuligen Aggregaten, die lagenweise, linsenartig oder in Nestern das Gestein durchziehen. Dieser Epidot ist sehr trübe und matt gefärbt. Bei der Pulverprobe sind die einzelnen Pulverelemente infolge der Spaltbarkeit säulig nach $oP\{001\}$ und $\infty P\infty\{100\}$, also nach der *b*-Axe gestreckt, was man auch an der geraden Auslöschung erkennen kann. Die Endflächen sind stumpf giebelig. Bei diesen nicht im Feldspath eingeschlossenen Epidoten ist der Pleochroismus deutlich erkennbar, indem die Säulchen meistens gelblich erscheinen, wenn sie senkrecht liegen zur Schwingungsrichtung des Polarisators, dagegen blasser, farblos, wenn sie parallel zur genannten Richtung gelegt sind. Die Polarisationsfarben sind lebhaft. So sind also diese

Säulchen mit Sicherheit als Epidot und nicht als Zoisit zu bezeichnen, im Gegensatz zu den im Feldspath eingeschlossenen.

Der Quarz ist makroskopisch an seinem glasigen Fettglanz und muscheligen Bruch, an seiner grauen Farbe und Härte leicht zu erkennen. Weil er aggregirt und nicht in einzelnen Krystallen oder Körnern ausgebildet ist, so tritt er nicht so hervor, dass er dem Gestein ein besonderes Gepräge und Aussehen verliehe; trotzdem ist er aber als wesentliches Element nicht zu verkennen. Bei starker Vergrösserung zeigt er zahlreiche Libellen als Einschlüsse, die zum Theil unbeweglich, zum Theil aber sich in lebhaft tanzender Bewegung befinden. Stellenweise sind die Libellen so geordnet, dass sie parallel gelagerte Streifen im Quarz bilden. Die Doppelbrechung ist stärker wie beim Orthoklas; daher zeigen dickere Stücke lebhafte Polarisationsfarben. Aber trotzdem ist auch die einfache und doppelte Lichtbrechung nur mässig. Im Gegensatz zum Feldspath zeigt der Quarz im Mikroskop keine Spur von Spaltungsrichtungen, hingegen wellige Risse. Er ist ganz durchsichtig und ohne irgendwelche Perthit- und Pegmatitbildung. An Einschlüssen ist der Quarz reicher als der Feldspath. So finden sich nicht gar so selten kleine Apatitkryställchen, deren Combination gewöhnlich aus Prisma, Basis und Pyramide besteht. Ihre Kanten und Ecken sind abgerundet. Auch Zirkonkryställchen mit ihrer starken Lichtbrechung und blassgelben Farbe kommen als Einschlüsse im Quarz vor. Diese Kryställchen sind meist nach der *c*-Axe gestreckt und besitzen als Flächen $\infty P\infty$ (100), P(111) und wohl auch $3P$(331).

Zu den genannten Bestandtheilen unseres Gesteins kommt noch als reichlich vertretener, wesentlicher Gemengtheil der Glimmer; und zwar sind beide Glimmerarten vorhanden, sowohl Biotit wie Muscovit. Letzterer bildet weisse, schimmernde, hautartige Ueberzüge und findet sich oft in so grosser Menge, dass er den Biotit mehr oder weniger verdrängt. Es finden sich aber auch Stellen, an denen der Biotit bedeutend überwiegt. So fand sich unter den zahlreichen, mir zur Verfügung gestellten Handstücken ein altes, in welchem sich reichliche Mengen Biotit vorfanden, während in den neueren Biotit und Muscovit so ziemlich in gleich grossen Quantitäten oder Muscovit weitaus vorwiegend vorhanden war. Unter dem Mikroskop sind die hellen Glimmerblättchen fast farblos und zeigen bei gekreuzten Nicols schöne irisirende Interferenzfarben. Die Lichtbrechung

ist schwach, der Axenwinkel gross. Wie gewöhnlich, so ist auch in diesem Gneiss der Muscovit nicht krystallographisch ausgebildet, sondern in unregelmässig begrenzten Blättchen, wenn er nicht als zusammenhängendes Häutchen auftritt. Man kann dieses besonders schön in Dünnschliffen mikroskopisch erkennen. Der Biotit ist stark chloritisirt, so dass er schon makroskopisch zum Theil eine schmutzig dunkelgrüne Färbung zeigt. Er bildet keineswegs so grosse zusammenhängende Ueberzüge wie der Muscovit, sondern vielmehr zahlreiche kleine Schüppchen, die sich oft eng aneinander reihen. Zum Unterschiede vom Muscovit zeigt der Biotit Pleochroismus und einen kleinen Axenwinkel. Die Auslöschung ist in Querschnitten auch gerade. An Einschlüssen enthält er ähnlich wie der Quarz Zirkonkryställchen und ausserdem auch Rutil. — Letzteres Mineral findet sich sowohl in einzelnen Individuen wie in den bekannten knieförmigen Zwillingen. Man erkennt den Rutil sofort an seiner nadelförmigen Gestalt und dunklen, rothbraunen Farbe, an seinem diamantartigen Glanz im reflectirten Lichte und grossen Brechungsexponenten.

Ein ganz untergeordneter Bestandtheil unseres Gesteins ist der Pyrit, der zwar selten, aber in wohl ausgebildeten Kryställchen vorkommt. Letztere sind sehr klein (circa 1—2 Millimeter). Am häufigsten findet sich die Combination $\infty O\infty$ {100}, O {111}, aber auch ∞On {$hk0$}. Neben messinggelben, frischen finden sich braune, oxydirte Pyrite.

Der interessanteste accessorische Bestandtheil des Gesteines ist jedenfalls der Titanit. So eigenartig auch dies Vorkommen ist, so wurde bisher von den Forschern von demselben doch fast gar keine Notiz genommen. Mit Ausnahme Pichler's hat keiner den Titanit in diesem Gneiss beachtet, denn Zepharovich und Hintze wiederholen ja nur dessen Angaben. Selbst ein so eingehender Erforscher der Alpen, wie Stache, erwähnt in seinen hieher gehörigen Abhandlungen diesen eigenthümlichen Gemengtheil des Brennergneisses weder in seiner umfangreicheren Arbeit: „Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen“ [1]) noch in den kleineren Abhandlungen [2]) über dieses Gebiet. Ebensowenig findet sich eine Andeutung über dieses Vorkommen bei Doblicka, Stotter, Kenngott, Dana, Des Cloizeaux,

[1]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1874, pag. 135 ff., 333 ff.

[2]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1870, pag. 216; 1871, pag. 217; 1872, pag. 251; 1874, pag. 214, 345.

Roth, Zirkel, Rosenbusch, die alle die alpinen Mineralien und Gesteine mehr oder minder ausführlich beschreiben. Auch in Liebener und Vorhauser's Werk über die Mineralien Tirols findet sich nichts über diesen Titanit. Als Grund für diese auffällige Erscheinung vermuthet Pichler an der eingangs erwähnten Stelle die Kleinheit der Kryställchen. Dem gegenüber ist aber zu bemerken, dass dieselben doch nicht gar so klein sind, zudem, wie Pichler auch schon selbst hervorhebt, gar nicht selten. Jedenfalls bleibt es auch dann noch merkwürdig, dass trotz des Hinweises Pichler's selbst von den späteren Forschern dieser Krystalle keine Erwähnung geschieht, so weder von Rothpletz in seinem „Geologischen Querschnitt durch die Ostalpen", noch von Zirkel in seiner ausführlichen Petrographie, obwohl Pichler später sogar noch einmal, wenigstens indirect auf dies Vorkommen hinwies, wenn er schreibt: „Die für den Brennergneiss (Gneiss der Phyllite), so charakteristischen braunen und röthlichen Kryställchen von Sphen enthält der Gneiss des Glimmerschiefers nicht." [1]) Das ist übrigens nicht so zu verstehen, als sei der Titanit ein allgemeiner, charakteristischer Gemengtheil des Gneisses des Phyllits. Er findet sich nur stellenweise darin, und zwar nicht als Drusenmineral, sondern als Gesteinselement. Man kann dies schon auf der Chaussee vom Brennerpass bis Gossensass an den Randsteinen erkennen, ferner an den Quadern der Bahnbauobjecte, die aus diesem Brennergneiss bestehen; ebenso an zahlreichen Stücken, die sich in Pfitsch finden. Anstehend ist aber das Gestein erst weiter in der Höhe am Kamm, am Kraxentrager im Vennathal. Doch besteht nicht die ganze Gebirgsmasse aus diesem Gestein. Denn nach den Beobachtungen des Herrn Professors Cathrein findet sich davon nichts mehr am Nordabhange des Kammes gegen Vals hin. Mit diesen Angaben erledigt sich von selbst die Frage Zepharovich's nach dem speciellen Fundorte des Titanits.

Für den Brennergneiss jedoch ist der Titanit charakteristisch, so dass man analog mit Syeniten, Monzoniten, Phonolithen von einem „Titanitgneiss" sprechen kann.

Die nähere Untersuchung des Titanits bietet ganz besondere Schwierigkeiten, die zum Theil schon von Pichler hervorgehoben werden. So ist es wegen der Kleinheit und Zerbrechlichkeit der

[1]) Mineralog. und petrogr. Mittheil., 1882, Bd. V, pag. 295.

Krystalle nicht leicht, dieselben zu isoliren, aber durch Geduld und Sorgfalt lässt sich dieses Hindernis überwinden, und es gelang in der That, eine ziemlich grosse Anzahl Kryställchen vom Muttergestein vollständig zu trennen, so dass es mir möglich war, durch Messung der Kantenwinkel die Flächen sicher zu bestimmen, was bisher fehlte. Der Titanit ist gegenüber den aufgewachsenen Sphenkrystallen einfach gestaltet. Aus den Messungen ergab sich, dass folgende 2 Formen meistens vorherrschen und wohl nie fehlen: die Pyramide $n = {}^2/_3P2\{\bar{1}23\}$, nach welcher die Kryställchen zusammengedrückt und auch verlängert erscheinen, die Basis $P = oP\{001\}$. Diese beiden Formen werden auch von Pichler angegeben, aber nicht durch Winkelmessung nachgewiesen. Geahnt hat auch Pichler, dass die Krystalle flächenreicher sind. So findet sich mitunter das Orthodoma $y = P\infty\{\bar{1}01\}$.

Fig. 1.

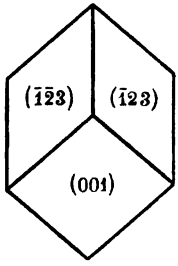


Fig. 2.

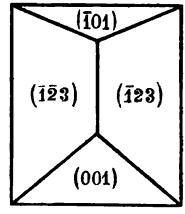
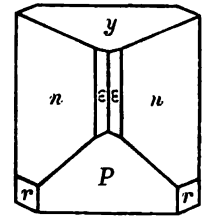


Fig. 3.



Die sehr seltene und kleinere Fläche $r = P\infty\,(011)$ ist meist einseitig entwickelt gegenüber den stets vollzähligen n-Flächen. Fig. 1 gibt den gewöhnlichen Typus mit ungefähr gleichmässiger Entwicklung von $n\{\bar{1}23\}$ und $P\{001\}$, mitunter kann P sich auf Kosten von n ausdehnen oder auch eine unsymmetrische Vergrösserung einer n-Fläche eintreten. Fig. 2 zeigt den nach $n\{\bar{1}23\}$ säuligen Typus mit $P\{001\}$ und $y\{\bar{1}01\}$ dazu, während Fig. 3 eine Gesammtansicht der beobachteten Flächen, auch der seltenen r und der sogleich zu besprechenden $\varepsilon(u)$ liefert. Die Abbildungen sind gerade Projectionen normal zur c-Axe.

Hier und da findet sich in der Zone $n:n = (\bar{1}23):(\bar{1}2\bar{3})$ als Zuschärfung der stumpfen Kante von n eine Form, wie sie zuerst von Des Cloizeaux angegeben wird. Letzterer erwähnt diese Form ganz besonders[1]), führt ihre Winkel an und trägt sie in die

[1]) Manuel, 1862, pag. 149.

sphärische Projection ein, aus welcher ebenso wie aus der Fig. 246 auf Tafel 42 seines Atlasses deren Zonenlage ersichtlich ist. Des Cloizeaux's Figur bezieht sich allerdings auf eine andere Combination vom rothen, manganhaltigen Greenovit. Nach Des Cloizeaux hat die Fläche das Symbol ε, nach Naumann u. Von Anderen (Busz, Dana, Hintze) wird sie mit e bezeichnet. Ihre Bestimmung ist dadurch erleichtert, dass sie wegen ihrer Lage in einer Zone schon durch Messung einer Kante gegeben ist. Aus obiger Zone folgt nämlich das Zeichen $\{h.\ k.\ 3h\}$. Aber leicht war es trotzdem nicht, sie zu constatiren, da die Flächen sehr schmal und nur bei sorgfältiger Untersuchung zu erkennen sind. Ihr Glanz ist geringer und die Reflexbilder undeutlicher. Dazu kommt, dass an keinem einzigen Krystall beide Flächen gleichmässig entwickelt sind. Meistens ist die eine derselben so schmal, dass sie nur als Streifen zu bemerken ist. Zuweilen fehlt sogar eine ε-Fläche ganz. — Ueberhaupt bietet die Messung aller Flächen besondere Schwierigkeiten, die nur zum geringsten Theile sich aus der Kleinheit der Individuen ergeben. Die grössten sind nämlich nur 4—5 Millimeter lang, während die meisten übrigen circa 2 Millimeter oder gar nur 1 Millimeter erreichen. Was vor allem die Messung beeinträchtigt, ist der Umstand, dass die meisten Flächen ziemlich trübe und fettglänzend sind, so dass man sich mit einer „Schimmermessung" gewöhnlich begnügen musste, die allerdings zur sicheren Constatirung der nicht neuen Flächen vollständig ausreichte. Einige Flächen glänzen ziemlich lebhaft, fast diamantartig. Doch auch diese gaben im allgemeinen kein scharfes Bild. Meistens zeigten die n-Flächen Lichtscheiben, in deren Peripherie zahlreiche Lichtpunkte besonders hervortraten. Die Fläche $oP(001)$ gab ähnliche Bilder, nur fanden sich auch im Inneren der Scheibe einige lichtere Punkte, auf einer anderen Fläche bildete das Lichtbild einen rechteckigen Fleck mit einem leuchtenden Schweife. Gewöhnlich aber waren die Bilder infolge der häufigen Unebenheiten und Biegungen so unbestimmt und wechselnd, dass es geradezu unmöglich ist, für jede Fläche das charakteristische Lichtbild genau anzugeben.

Bei solchen Schwierigkeiten war es natürlich, dass man sich durch eine grosse Anzahl möglichst exacter Messungen über die Grösse jeder Kante zu vergewissern suchte.

Formen	Winkel	Messung Krystalle	Kanten	Grenzen	Mittel	Rechnung nach Des Cloizeaux
$P = oP\{001\}$	$(001):(\bar{1}23)$	14	23	34°18′—35°30′	34°50′	35°4′
$y = P\infty\{\bar{1}01\}$	$(\bar{1}01):(\bar{1}23)$	4	5	37°53′—38°48′	38°27′	38°16′
$r = P\infty\{011\}$	$(011):(001)$	1	1	—	32°50′	33°15′
	$(011):(\bar{1}23)$	1	1	—	27°30′	27°14′
$n = {}^2/_3P2\{\bar{1}23\}$	$(\bar{1}23):(\bar{1}\bar{2}3)$	12	13	43°17′—44°23′	43°42′	43°48′
$s(u) = {}^1/_3P\{\bar{1}13\}$	$(\bar{1}13):(001)$	1	1	—	30°9′	30°7′
	$(\bar{1}13):(\bar{1}23)$	4	4	9°45′—10°40′	10°8′	10°33′
	$(\bar{1}13):(\bar{1}\bar{2}3)$	4	4	33°—34°34′	33°43′	33°17′

Zwillinge konnte ich nicht entdecken, weder makro- noch mikroskopisch; auch ein Gegensatz zum aufgewachsenen Sphen.

Von den physikalischen Eigenschaften des Titanites verdient noch Folgendes hervorgehoben zu werden. Die Härte ist eher über als unter 5. Bei der Pulverprobe zeigte sich Mangel an deutlicher Spaltbarkeit. Selten sind makroskopisch Spalten nach (110) sichtbar, mikroskopisch liessen hier und da solche Spaltungsrichtungen ebenso wie andere secundäre Absonderungsflächen und ausserdem muscheliger Bruch bemerken. Der Brechungsexponent ist sehr gross, die Polarisationsfarben hingegen nicht recht lebhaft, sondern ähnlich wie beim Kalkspath. Der Glanz ist fettig, diamantartig. Die Farbe ist zum Unterschied vom aufgewachsenen, meist grünen Sphen gelblichbraun. Der Plechroismus ist so schwach, dass man ihn kaum bemerkt. Von Zersetzung findet sich keine Spur, wie auch der Titanit selbst hier kein Zersetzungsproduct ist. Wenn das Mineral nun trotzdem in Dünnschliffen und bei der Pulverprobe trübe und undurchsichtig erscheint, so rührt dieses wohl her von der Zerklüftung und intensiven Lichtbrechung.

Bei der chemisch-qualitativen Analyse blieb von dem Pulver stets ein kleiner Rest, wenn man dasselbe mit verdünnter Schwefelsäure löste, nahm man aber concentrirte, so blieb kein Rückstand. Nach genügendem Zusatz von Ammoniak erscheint der Niederschlag der Titansäure weiss, schwer voluminös, aber durch einen Eisengehalt in's Gelbliche spielend. Eisen wurde dann noch bestimmter nachgewiesen durch die schwarze Färbung des mit Schwefelammonium gewonnenen Niederschlages. Dieser Eisengehalt bedingt offenbar die braune Farbe der Krystalle. Kalk ergab sich bei Zusatz von oxalsaurem Ammon.

So eigenartig nun auch das Vorkommen und die Eigenschaften des besprochenen Titanites sind, so fehlt es doch nicht in der Literatur an Beschreibungen von Titaniten, die eine gewisse Aehnlichkeit mit dem hier behandelten besitzen. An erster Stelle ist da zu vergleichen der von Foullon beschriebene Titanit im Biotitschiefer von Obersteiermark am Zusammenflusse der beiden Gollingbäche.[1]) Dieser Glimmerschiefer geht auch in Gneiss über. Die gut ausgebildeten, flach linsenförmigen Kryställchen von etwa 1 Millimeter sind weisslich bis gelblich und gleichen verschobenen Briefcouverts. Zwillinge fehlen ganz. Dieselben wurden von Brezina gemessen und die ungewöhnliche Combination von $l = \infty P\{110\}$ mit der gemeinen $n = {}^2/_3P2\{\bar{1}23\}$ nachgewiesen. Auffallend ist bei der Beschreibung der Krystallformen die stets unrichtige Bezeichnung von n als $\{\bar{2}13\}$ und die in der Fussnote angeführte irrthümliche Correctur der richtigen Symbole in Fig. 5, obgleich Winkel und Buchstabenzeichen richtig angegeben werden. Interessant wäre die Beobachtung flächenreicherer Krystalle mit den seltenen Formen $\{123\}$ und $\{143\}$ und dazu sogar die seltene, an unseren Krystallen auftretende ε-, resp. u-Fläche, leider liessen sich aber die angeführten Flächen vom Autor nicht mit Sicherheit feststellen und deshalb fehlen auch die bezüglichen Winkelangaben.

Analogien bietet ferner der von R. Soltmann[2]) beschriebene Titanit von Passeier. Das Muttergestein ist verschieden von dem unsrigen. Der Titanit findet sich nämlich in Geschieben von Hornblendegneiss und dunklen Amphiboliten. Die einzelnen Kryställchen sind bis zu 1 Centimeter gross, ihre Farbe ist röthlichgelb oder blassgrün. Bei ihrer allseitig entwickelten Krystallform herrschen wie beim Brennertitanit die Flächen $n(\bar{1}23)$, $P(001)$, $y(10\bar{1})$ ungemein vor. Unter den Bestandtheilen findet sich aber kein Eisen, dagegen etwas Mangan, das die röthliche Färbung hervorruft. — Zu nennen wäre noch ein von Liebener und Vorhauser besprochenes Vorkommen von Sphen, eingewachsen im Hornblendeschiefer von Sellrain und Stubai.[3]) Das Mineral ist hier nesterweise, derb, gelb bis bräunlich,

---

[1]) Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt, 1883, Bd. XXXIII, pag. 240 ff.

[2]) Beitrag zur Kenntnis des chemischen Verhaltens einiger natürlicher Titanverbindungen. Inaugural-Dissert. Bern 1893, pag. 10.

[3]) Die Mineralien Tirols, 1852, pag. 255 f. — Quenstedt, Handbuch der Mineralogie, 1877, pag. 440.

schalig nach $^4/_5P4\{\bar{1}45\}$. — Endlich muss noch erwähnt werden, dass Pichler[1]) ein Vorkommen in Pfitsch bespricht mit den Worten: „Besondere Auszeichnung verdient ein Schiefer mit Hornblende und Biotit, der ganz durchspickt ist mit Körnchen und Krystallen (auch Zwillingen) von grasgrünem Sphen von etwa Stecknadelkopfgrösse." Diese Angabe beruht auf einer Verwechslung von Sphen mit Epidot, wie man sich an dem in unserem Institute befindlichen Originalpräparate überzeugen kann. Alle Eigenschaften des angeblichen Sphen stimmen für Epidot: starke Lichtbrechung und Pleochroismus, lebhafte Polarisationsfarben, gerade Auslöschung, Querabsonderung und giebelige Endflächen, säulige Ausbildung und säulige Spaltungsflächen. Auch die gewöhnlichen Zwillinge nach $\infty P\infty\{100\}$ kommen vor. Dagegen fehlt Sphen diesem Gestein gänzlich.

Fassen wir nun zum Schlusse dieser Arbeit die Ergebnisse derselben mit wenigen Worten zusammen, so ist zunächst das Muttergestein des Titanits vom Brenner ein durch grössere Orthoklase porphyrischer Gneiss, ausgezeichnet durch Titanitführung und deshalb als „Titanitgneiss" zu bezeichnen. Der Titanit dann ist durch Eisengehalt braun gefärbt und zeigt stets einfache, allseitig ausgebildete Krystalle mit den gewöhnlichen Formen $n = +^2/_3P2\{\bar{1}23\}$, $P = oP\{001\}$, $y = +P\infty\{\bar{1}01\}$, dazu auch $r = P\infty\{011\}$ und die sonst seltene $\varepsilon(u) = +^1/_3P\{\bar{1}13\}$.

[1]) Mineralog. und petrogr. Mittheil., 1882, Bd. V, pag. 301.

XXII. Ueber einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo.

Von **A. Osann** und **C. Hlawatsch.**

(Mit 2 Figuren.)

Gelegentlich eines mehrtägigen Aufenthaltes in Predazzo im Herbste 1896 sammelten wir einige Gesteine, welche von Interesse für die Kenntnis der Eruptivmassen von Predazzo sind. Sie beweisen abermals die vermittelnde Stellung der letzteren zwischen den beiden Hauptreihen von Eruptivgesteinen, welche Rosenbusch als Alkalikalk und Alkalireihe bezeichnet. Bekanntlich wurde schon früher die selbständige Stellung der Monzonite ihrer Mineralführung wegen vielfach betont, da sie in ungefähr gleicher Menge Orthoklas und basischen Plagioklas enthalten. Die Verwandtschaft mit den alkalireichen Gesteinen der sogenannten foyaitischen (φ) und essexitischen Reihe [1]) trat später noch mehr hervor, als man den Zusammenhang zwischen den chemischen Charakteren der Tiefengesteine und der sie begleitenden Ganggesteine erkannte und die im Gebiete von Predazzo auftretenden Gänge genauer studirte. So haben namentlich in der letzten Zeit Becke [2]) und Brögger [3]) die Verwandtschaft der dunklen Ganggesteine, welche den Granit und den Monzonit durchbrechen, mit den Camptoniten betont. Die Liebeneritporphyre waren ebenfalls schon lange als alkalireiche Gesteine bekannt, und der Liebenerit als Pseudomorphose nach Nephelin bezeichnet worden. Gesteine mit unzersetztem Nephelin wurden unseres Wissens jedoch von Predazzo noch nicht beschrieben. Dölter [4]) erwähnt 1876 ein Gestein vom Nordabhange des Pesmedaberges in der Monzonigruppe, welches Nephelin in der Grundmasse enthalten soll.

---

[1]) Rosenbusch, Tschermak's Mineral. und petrogr. Mittheilungen, 1890, XI, pag. 159 u. ff.

[2]) F. Becke, diese Zeitschr., 1895, XIV, pag. 277.

[3]) S. Brögger, Die triadische Eruptionsfolge von Predazzo. Kristiania 1895, pag. 94 u. 115. In diesem Werke findet sich auch eine detaillirte Literaturangabe.

[4]) Dr. C. Dölter, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1875, XXV, 2, pag. 226.

Wir fanden nun im Viezzena-Thale Blöcke eines Gesteines [1]), welches in einer dichten, perlgrauen Grundmasse frische, an Sanidin erinnernde Feldspatheinsprenglinge enthielt. Ausser diesen nach (010) tafelförmigen Krystallen von Feldspath waren nur wenige Individuen von Hornblende oder von Pyroxen makroskopisch wahrzunehmen. Im Dünnschliffe fanden sich folgende Gemengtheile:

I. Einsprenglinge.

Feldspath. Derselbe ist theils Orthoklas, theils Mikroklin, in geringen Mengen auch ein Plagioklas; letzterer namentlich unter den Einsprenglingen.

Der Orthoklas ist stets jünger als die triklinen Feldspäthe, und bildet Mäntel um dieselben. Er zeigt bisweilen eine ziemlich ebene Theilbarkeit nach (100). Spaltbarkeit nach dem steilen Doma ($\bar{7}01$) (Murchisonitspaltbarkeit) wurde nicht bemerkt. Perthitische Verwachsung ist nur in geringem Masse zu beobachten. Dieselbe gibt sich zu erkennen durch etwas stärker doppelbrechende, unregelmässig vertheilte Flecken und Streifen, deren Zwillingsbildung nur bei sehr starker Vergrösserung wahrgenommen werden konnte (Kryptoperthit).

Der Mikroklin ist im Gesteine reichlich vertreten. Er zeichnet sich durch eine sehr hohe Auslöschungsschiefe auf *P* (001) aus. Auf Spaltblättchen wurden Werte bis zu 20° gemessen. In der Regel ist die einfache Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetze zu erkennen, seltener auch eine auf diese nahezu normale.

Plagioklas. Derselbe scheint vorwiegend dem Oligoklas anzugehören, doch findet sich bei isomorpher Schichtung in den centralen Theilen auch Labrador. Die Uebergänge sind dann sehr allmählich und setzen sich manchmal bis zum Albit fort.

Alle diese Feldspathe beherbergen oft in grosser Menge Nephelin und Sodalith, zum Theil mit guter krystallographischer Begrenzung, zum Theil in rundlichen Körnern. Diese sind also sicher älter als die Feldspatheinsprenglinge, treten aber nie in grösseren Individuen auf. Um den Einschluss bemerkt man öfters eine etwas stärkere Doppelbrechung des Wirtes.

---

[1]) Zeitmangels halber konnte das Anstehende nicht aufgesucht werden.

Der Pyroxen bildet dicke Säulen und ist stets von einem Mantel theils parallel, theils unregelmässig verwachsener Hornblende umgeben. Es sind zwei verschiedene Pyroxene vorhanden. Der eine zeigt auf (110) eine Schiefe von $c:\mathfrak{c} = 42°$ und gehört offenbar der Diopsid-Hedenbergit Reihe an. Bei dem anderen hingegen liegt $\mathfrak{a}$ näher an der c-Achse und bildet mit derselben einen Winkel von 37—38°. Es liegt also ein Uebergangsglied zum Aegirin-Augit vor. Bei einem Schnitt durch einen anderen Krystall, der nahezu senkrecht zur Prismenzone und wenig schief zu einer optischen Axe geführt war, war die derselben zunächstliegende Mittellinie $\mathfrak{a}$. An diesem Krystalle war auch ein sehr deutlicher Pleochroismus $\mathfrak{b}$ = graugrün, $\mathfrak{c}$ hellbräunlichgelb wahrnehmbar. Die Lage der optischen Elasticitätsaxen in dem parallel verwachsenen Hornblenderand konnte wegen dessen starker Eigenfärbung nicht ermittelt werden. Manche dieser Augite besitzen eine auffallend hohe Bissectricen-Dispersion, sowie auch Zonarstructur.

Die Hornblende ist, wenn sie nicht parallel mit Pyroxen verwachsen ist, sehr selten gut idiomorph begrenzt. In einzelnen kleinen, unregelmässigen Fetzen ist sie durch das ganze Gestein verbreitet. Bei paralleler Orientirung mit Pyroxen konnte die Auslöschungsschiefe auf (010), $c:\mathfrak{c} = 27°$ gemessen werden. Der Pleochroismus ist $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ graugrün, mit Stich ins Graublaue, $\mathfrak{a}$ hellbräunlichgelb. Das Absorptionsschema ist $\mathfrak{c} \gg \mathfrak{b} > \mathfrak{a}$. Diesen optischen Charakteren nach scheint sie, obwohl der gemeinen Hornblende nahestehend, ein Uebergangsglied zu den arfvedsonitischen Hornblenden zu bilden.

Zu diesen makroskopisch ins Auge fallenden Einsprenglingen gesellen sich noch andere, welche sich als ältere Ausscheidungen erkennen lassen, deren Dimensionen aber nur sehr gering sind. Diese sind:

Glimmer: Derselbe bildet nur kleine, unregelmässig begrenzte Fetzen. Sein Pleochroismus ist dem der Hornblende auffallend ähnlich. Es ist ebenfalls $\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ graugrün, mit Stich ins Graublaue, $\mathfrak{a}$ hellbräunlichgelb. Da nur wenige Blättchen mit scharfen Spaltrissen gefunden wurden, so ist er nur durch die bedeutend höhere Doppelbrechung von der Hornblende zu unterscheiden.

Granat tritt als sehr reichlicher accessorischer Gemengtheil auf und ist für dieses Gestein charakteristisch zu nennen. Er bildet

theils scharf idiomorph begrenzte Krystalle (110), theils stark resorbierte Körner. Nie tritt er makroskopisch hervor. Die Farbe ist im Dünnschliffe hellgelb, bei den Körnern im Gesteinspulver braun. Zonarstructur ist selten vorhanden, Doppelbrechung wurde nie beobachtet.

Erze treten zum Theil in vereinzelten grössern Butzen, zum Theil in ganz kleinen, staubförmigen Partikeln auf. Im ersteren Falle zeigen sie häufig eine Umrahmung von Leukoxen, um welchen sich ein Ring von Hornblende, Glimmer, bisweilen auch von Pyroxen zu legen pflegt. Im zweiten Falle bilden sie oft zonar angeordnete Einschlüsse im Feldspath. Da ein Auszug mit mässig concentrirter *HCl* einen namhaften Eisengehalt ergab, dürfte ein grosser Theil der Erze dem Magnetit angehören.

Titanit. Theils in vereinzelten grösseren Krystallen, theils in sehr kleinen, eirunden Körnern; selten in kleinen Säulchen.

Apatit: Kleine Nadeln in den älteren Gemengtheilen.

II. Grundmasse.

Dieselbe ist feinkörnig, nahezu dicht, vollständig holokrystallinkörnig. Sie besteht aus Feldspäthen, Nephelin und Mineralien der Sodalith-Gruppe.

Die Feldspäthe bilden unregelmässige Körner und zeigen nie die Leistenform, wie sie sonst in ähnlichen Gesteinen häufig ist. Es sind dieselben Feldspäthe, welche auch als Einsprenglinge auftreten, die Kalk-Natron-Feldspäthe treten aber noch mehr in den Hintergrund, als bei den Einsprenglingen.

Nephelin ist in der Grundmasse reichlich enthalten. Er zeigt im allgemeinen mehr Neigung zu idiomorpher Ausbildung, als der Feldspath. Durch Aetzung mit *HCl* und Färbung tritt er leicht deutlich hervor. Das Gesteinspulver gelatinirt stark bei Behandlung mit Säuren.

Sodalith ist meist ziemlich gut idiomorph begrenzt. Das Gesteinspulver, namentlich das feinste, abgeschlämmte Mehl gibt im Auszug mit verdünnter HNO_3 reichliche Chlorreaction. Auch geringe Spuren von SO_3 lassen sich im *HCl*-Auszuge nachweisen, und daraus auf die Anwesenheit von Mineralien der Nosean-Hauyn-Gruppe schliessen.

III. Secundäre Producte.

Muscovit. Als Verwitterungsproduct der Feldspäthe und des Nephelins beobachtet.

Chlorit. In einzelnen wenigen Fällen als Umwandlung von Glimmern. (?)

Zeolithe. Kleine Anhäufungen ziemlich stark doppelbrechender Nadeln, die vermuthlich dem Natrolith und dem Desmin angehören (s. pag. 561). Sie sind sehr unregelmässig verbreitet.

Chemische Zusammensetzung.

Die Analyse des Gesteines wurde von Herrn Privatdocenten Dr. Dittrich in Heidelberg in liebenswürdigster Weise ausgeführt, wofür ihm an dieser Stelle der Dank ausgesprochen sei. Im Folgenden ist dieselbe neben den Analysen einiger weiter unten in Vergleich gezogener Gesteine wiedergegeben.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO_2 . . .	57·20	56·71	53·64	52·03	56·04	56·06	55·93
TiO_2 . . .	Spur	—	—	0·99	—	—	0·42
Al_2O_3 . . .	20·04	20·98	22·56	22·34	22·15	20·10	21·83
Fe_2O_3 . . .	2·90	—	—	1·13	1·06	3·82	3·62
FeO . . .	1·20	2·60	2·59	1·63	3·28	—	0·34
MnO . . .	Spur	—	—	0·41	—	—	—
MgO . . .	0·40	0·79	0·27	0·67	1·12	0·83	0·61
CaO . . .	3·19	1·07	0·81	2·09	2·42	2·53	2·54
Na_2O . . .	7·85	3·71	7·09	8·44	8·39	7·50	7·84
K_2O . . .	4·12	8·65	5·86	5·16	5·03	8·78	6·01
H_2O . . .	2·20	5·00	5·22	1·79	0·67	1·18	0·72
CO_2 . . .	—	—	2·50	1·32	—	—	0·03
P_2O_5 . . .	0·22	—	$(CaCO_3)$	—	—	—	0·22
Cl	0·10	—	—	—	—	—	0·52
SO_3 . . .	Spur	—	—	—	—	—	0·08
Summe .	99·42	99·51	100·54	98·00	100·16	100·80	100·70
D .	2·578	—	—	—	—	—	—

I. Nephelinsyenitporphyr . . . . . Viezzenathal
II. Liebeneritporphyr [1]) . . . . . Monzoni
III. Brauner Porphyr [1]) . . . . . Boscampo-Brücke

[1]) Lemberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., 1887, 491—492.

IV. Miaskit grenue[1] . . . . . Ilmen-See
V. Nephelin-Rhombenporphyr[2] . . . Vasvik bei Laurvik
VI. Eläolithsyenit[3] . . . . . Serra de Tinguá, Bras.
VII. Trachytischer Phonolith[4] . . . . Forodada, Columbretes.

Sowohl der Titan- als der Chlorgehalt dürften etwas zu nieder gefunden sein. Dieser Umstand sowohl, als die Unkenntnis der chemischen Zusammensetzung der dunklen Gemengtheile verhindern eine ziffernmässige Berechnung der einzelnen Minerale. Auffallend ist der hohe Wassergehalt. Das Gestein macht sowohl makroskopisch als mikroskopisch den Eindruck grosser Frische. Da jedoch in einzelnen Schliffen eine nicht unbeträchtliche Zeolithbildung zu beobachten ist, so ist anzunehmen, dass dieselbe bei dem analysirten Materiale weiter fortgeschritten war. Makroskopisch war das zur Analyse verwendete Gesteinsstück von dem mikroskopisch untersuchten nicht verschieden. Analcim, der leicht hätte mit Sodalith verwechselt werden können, scheint nicht vorhanden zu sein, da ein Glühversuch keine Trübung der isotropen Körner bewirkte.

Zur approximativen Schätzung der relativen Menge von Nephelin und Sodalith wurde mit mässig verdünnter Salzsäure ein Auszug bereitet und in demselben Fe_2O_3, Al_2O_3 und CaO bestimmt. Nimmt man an, dass das gefundene Eisen als Magnetit vorhanden war, so ergibt sich 1·8 Procent Fe_3O_4, 4·7 Procent Al_2O_3, 0·9 Procent CaO. Aus dem Verhältnis der Thonerde würde sich ergeben 12·6 Procent Nephelin und Sodalith, wenn man den CaO-Gehalt des HCl-Auszuges in Desmin gebunden denkt. Das Hauynmolecül kommt nicht in Betracht, da SO_3 nur in Spuren vorhanden ist; $CaCO_3$ wurde im Dünnschliffe nicht beobachtet und scheint nur in sehr geringer, vernachlässigbarer Menge anwesend zu sein. Obiger Desmin-Gehalt würde bereits 1·4 Procent H_2O bedingen.

Zur Discussion der Stellung, welche dieses Gestein einnimmt, wurden mehrere Analysen zum Vergleich herangezogen. Am nächsten

[1]) Guide des excurs. du VII. Congr. géol. intern. en Russie. V, 22.

[2]) Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der s. norwegischen Augit- und Nephelinsyenite Groth, Zeitschr. f. Kryst., 1890, XVI. pag. 41.

[3]) Hussak, Neues Jahrb. f. Miner., 1892, II, 146.

[4]) F. Becke, Tschermak's Mineral. und petrogr. Mittheilungen, 1896, XVI, pag. 313 u. ff.

liegen wohl die Liebeneritporphyre, welche ja schon lange als ursprünglich Nephelin führende Gesteine erkannt wurden. Unter verschiedenen Analysen derselben zeigen die unter II und III angeführten die grösste Uebereinstimmung mit der unseren. Erstere unterscheidet sich namentlich durch das starke Vorwiegen des Kali gegen das Natron, sowie dadurch, dass sie wasserfrei gedacht, einen höheren SiO_2-Gehalt aufweist; letztere zeigt dafür einen grösseren Gehalt an Al_2O_3. Von beiden Gesteinen unterscheidet sich unser Gestein durch den höheren CaO-Gehalt, der sicher mit dem reichlich vorhandenen Granat zusammenhängt. Unter den uns bekannten Eläolithsyenit-Porphyren kommt nur der Nephelin-Rhombenporphyr von Vasvik bei Laurvik unserem Gesteine nahe, unterscheidet sich aber, wie auch ein Eläolithsyenit von der Serra de Tinguà, durch den höheren Gehalt an Alkalien. Näher in dieser Beziehung steht unserem Gesteine ein Miaskit vom Ilmen-See, den Burdakow[1]) analysirt hat. Von Interesse ist auch die Uebereinstimmung, welche ein trachytischer Phonolith von der Forodada (Columbretes) mit dem Gesteine von der Viezzena zeigt. Zum bequemeren Vergleiche der Analysen mit einander ist ein Analysenschema nach Becke[2]) beigefügt. In folgender Tabelle sind die zur Construction des Schemas verwendeten Atomverhältnisse zusammengestellt. *Mn* wurde zu *Fe* zugezählt, *Ti* und die anderen weniger wichtigen Bestandtheile, sowie das H_2O nach Rosenbusch's Vorgang[3]) auf die restlichen vertheilt.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si . . .	52·78	54·62	51·49	48·63	49·80	49·95	50·36
Al . . .	21·73	23·75	25·46	24·54	23·13	21·05	23·10
Fe . . .	2·94	1·84	1·87	2·39	3·14	2·56	2·70
Mg . .	0·55	1·15	0·39	0·94	1·50	1·11	0·83
Ca . . .	3·15	1·10	0·83	2·10	2·30	2·42	2·45
Na . .	14·01	6·92	13·17	15·26	14·42	12·94	13·66
K . . .	4·84	10·62	6·79	6·14	5·70	9·97	6·90

Aus den beiden Schemata (Fig. 1 und 2) ergibt sich deutlich die Zugehörigkeit unseres Gesteines zu der Gruppe der Nephelinsyenit-

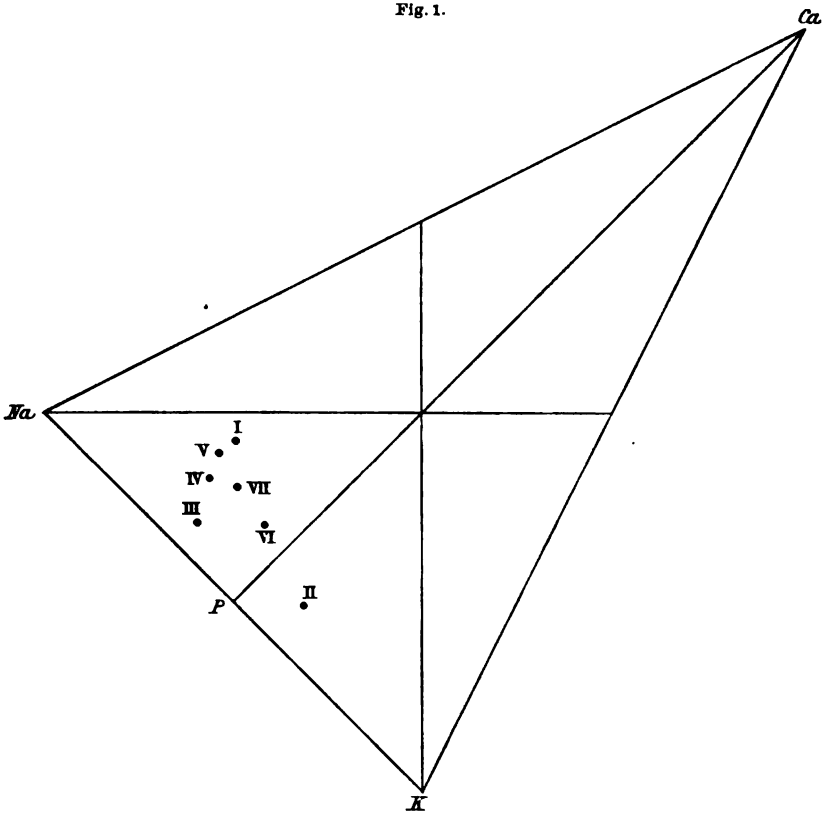
[1]) Noch nicht publicirt, vergl. Note pag. 561.

[2]) Vergl. Note pag. 561.

[3]) Vergl. die pag 555, Note 1 citirte Abhandlung, pag. 159.

porphyre, gleichzeitig aber auch die durch den hohen *CaO*-Gehalt bedingte Sonderstellung desselben. Am nächsten in dieser Beziehung kommt ihm das Gestein von Laurvik, eine Thatsache, die gewiss nicht ohne Interesse ist. Zum besseren Verständnis der Schemata sei bemerkt, dass der Deutlichkeit halber das Verhältnis der Abscissen im Verticalfelde zur Projection der Analysenpunkte im Dreiecksfelde

Fig. 1.

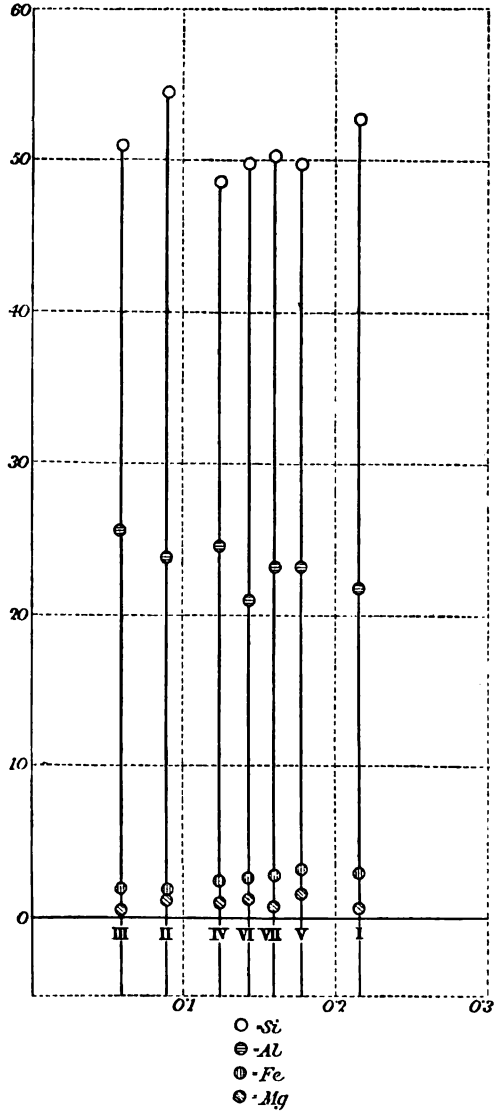


auf die Mittellinie desselben (von deren Fusspunkte P aus gezählt) $2\sqrt{2}:1$ gewählt wurde.

In structureller Beziehung unterscheidet sich dieses Gestein von den Liebeneritporphyren durch das gänzliche Fehlen der für diese so charakteristischen grossen Einsprenglinge von Nephelin, sc. Liebenerit. Von anderen Gesteinen derselben Gruppe wurde zum Vergleiche

ein makroskopisch ganz ähnlicher Nephelinsyenitporphyr vom Fusse der

Fig. 2.



Serra de Picota [1]) in Portugal herangezogen. Herr Geheimer Rath

[1]) K. v. Kraatz und V. Hackman, Tschermak's Mineralog. und petrogr. Mittheilungen, 1896, XVI, pag. 267—270.

Prof. Dr. Rosenbusch, in dessen Institute die Arbeit durchgeführt wurde, stellte uns in freundlichster Weise Schliffe dieses Gesteines zur Verfügung, wofür wir ihm unseren besten Dank aussprechen. Die wesentlichsten Eigenschaften, durch die sich dieses Gestein von dem von der Viezzena unterscheidet, sind folgende:

Die Leistenform der Feldspäthe der Grundmasse, das Auftreten von Aegirin und grünem Aegirin-Augit, sowie von grossen Glimmereinsprenglingen; das Fehlen der kalkreichen Plagioklase und des Granates, ferner der Reichthum an kleinen Säulchen von Titanit. Die Hornblende, die auch in diesem Gesteine gegen Pyroxen vorwiegt, steht dem Arfvedsonit näher. Unter den Eigenschaften, die beiden Gesteinen gemeinsam sind, sei nur auf den Mangel an grossen Einsprenglingen von Nephelin, das Auftreten von Sodalith, die häufigen Einschlüsse dieser Mineralien in den Feldspatheinsprenglingen, endlich die ringförmige Anordnung der dunklen Gemengtheile um die Erzbutzen hingewiesen. Eine Analyse dieses Gesteines ist uns leider nicht bekannt.

Auch in anderen, im Viezzena-Thale gesammelten Stücken von sogenanntem Orthoklasporphyr fanden sich charakteristische Merkmale des Alkali-Reichthums, so z. B. Ränder von grünem Aegirin-Augit an den Pyroxenen.

Aehnliche Ränder von merklich pleochroitischem grünen Aegirin-Augit wiesen auch die zum grössten Theile der Diopsid-Hedenbergit-Reihe angehörigen Pyroxene eines Gesteines auf, welches vom Contacte mit Vesuvianfels von den Canzocoli stammt. Die Pyroxene waren hier in poikilitischer Verwachsung mit den grobkörnigen Individuen von Orthoklas und basischem Labrador. Erwähnenswert ist auch noch das Fehlen des Glimmers und der Hornblende, sowie der Reichthum an grossen, oft makroskopisch wahrnehmbaren Krystallen von Apatit.

Von den jüngeren basischen Ganggesteinen wurden ebenfalls einige untersucht. Von diesen sei nur eines erwähnt, welches einen Gang im Granite vom Süd-Abhange des Mulatto bildet. Es führt Fragmente des Granites, sowie grössere Hornblende-Individuen als fremde Einschlüsse mit sich. Die Hornblende fehlt aber dem Gesteine selbst als Gemengtheil fast gänzlich; ebenso wie der Feld-

spath. Die vorwiegenden Gemengtheile dieses stark zersetzten, an Calcitausscheidungen reichen Gesteines sind ein graugrüner bis farbloser Augit mit sehr schwacher Doppelbrechung, starker Bissectricen-Dispersion und zonarem oder sanduhrförmigem Aufbau, sowie kleine Tafeln eines braunen Glimmers. Olivin scheint, nach der Form einiger vollständig in Calcit und andere Zersetzungsproducte umgewandelter Krystalle zu schliessen, vorhanden gewesen zu sein. Als accessorischer Gemengtheil tritt ein dunkelrothbraun durchsichtiges, stark lichtbrechendes, isotropes Mineral auf. Dasselbe hat entweder dreiseitigen oder quadratischen Durchschnitt, gehört also dem regulären System an. Obwohl es von Anisotropie keine Andeutung zeigte, dürfte es seiner verhältnismässig grossen Lichtdurchlässigkeit halber eher als Perowskit denn als Chromit oder als Picotit zu bezeichnen sein. Nach diesen Eigenschaften erinnert das Gestein an die Gruppe des Alnöites.

Obige Untersuchungen sollen nur den Charakter einer vorläufigen Mittheilung tragen, und behalten sich die Autoren vor, dieselben später zu vervollständigen.

XXIII. Notiz.

Ueber einen neuen Bestandtheil einiger Meteoriten.

Bei Untersuchung des Mesosiderits von Vaca Muerta, Sierra de Chaco, fiel mir eine kleine, rundliche Ausscheidung durch ihr eukritähnliches Aussehen auf, welche etwa mit den grobkörnigen Partien von Stannern übereinstimmte. Dünnschliffe, welche aus derselben gefertigt wurden, zeigten eine prachtvolle, ophitische Structur: breite Tafeln eines basischen Plagioklases setzen scharf durch eine Zwischenklemmungsmasse eines augitähnlich aussehenden Minerals, welches in ziemlich grossen, wie zerschnitten aussehenden Körnern den anderen Hauptbestandtheil dieses kleinen Einschlusses bildet, in den übrigen Partien des Meteoriten aber durch Olivin ersetzt ist. Die Farbe des Minerals im Dünnschliff ist diejenige eines normalen Diabasaugites, auch in der Lichtbrechung dürften keine bedeutenden Unterschiede vorhanden sein, dagegen ist die Doppelbrechung für einen Augit etwas nieder, etwa 0·015 — 0·017. Hin und wieder vorhandene Zwillingslamellen, welche sich auch in öfterer Wiederholung in einem Individuum finden, ebenso wie kleine, braune stäbchenförmige Einschlüsse, welche parallel orientirt sind, erinnern in hohem Masse an Diallag; auch das Vorhandensein einer vollkommenen und mehrerer deutlicher Spaltrichtungen würde mit diesem Minerale übereinstimmen. Eine genaue Durchmusterung der zahlreichen Durchschnitte aber lässt erkennen, dass sich das vorliegende Mineral in optischer Beziehung doch mit keinem der bekannten Pyroxene identificiren lässt, indem man öfters auf Durchschnitte stösst, welche nicht auf das polarisirte Licht einwirken. Die Untersuchung solcher Schnitte im convergenten, polarisirten Lichte ergibt das Axenbild eines optisch einaxigen Körpers mit positiver Doppelbrechung; aber man findet gleichzeitig, dass das schwarze Kreuz bei einer Horizontaldrehung des Objectes nur stellenweise ganz geschlossen bleibt, an anderen aber sich mehr oder weniger — bis 10° und 12° — öffnet. Dann ist gewöhnlich der innerste Theil eines solchen Krystallkornes scheinbar völlig optisch einaxig, während gegen den Rand zu sich ein kleiner Axenwinkel einstellt. Ein besonders günstiger Durchschnitt, welcher in beiliegender Figur abgebildet ist, lässt sicher erkennen, dass das optisch einaxige Verhalten nur scheinbar ist, und dass das Mineral in der That monoklin oder vielleicht auch triklin krystallisirt. Die Hauptpartie des Durchschnittes ist senkrecht zur optischen Axe getroffen. Man beobachtet in demselben im gewöhnlichen Lichte neben starken, krummen Rissen eine scharfe Spaltbarkeit, welche etwa 45° schief auf der Schnittrichtung steht (die Schiefe ist durch die

Schraffirung an den Spaltrissen angedeutet). Ausserdem sind einige wenige geradlinig und senkrecht zur Schnittrichtung verlaufende Risse bemerkbar, welche mit den ersten 95—100° einschliessen. Die Richtung, in welcher die parallel angeordneten, braunen Stäbchen eingelagert sind, bildet mit der Hauptspaltrichtung etwa 30°; dieselben sind gerne zu Flecken zusammengehäuft. Der Durchschnitt wird etwa in der Mitte durchsetzt von einer breiten Zwillingslamelle *(a)*, welche im convergenten Lichte erkennen lässt, dass sie genau parallel zur optischen Axe getroffen ist. Die Richtung derselben bildet im Durchschnitt 45° mit der Hauptspaltrichtung; sie durchsetzt die Dicke des Schliffes in schiefer Richtung (durch Schraffirung der Ränder angedeutet) und löscht etwa ∥ zu der Richtung der eingelagerten Stäbchen in dem Hauptindividuum, also etwa 15° schief zu ihrer Umgrenzung aus. Eine zweite schmälere Lamelle *(b)* zeigt dasselbe Verhalten.

Im Dünnschliff mit *HCl* behandelt, wird das Mineral nicht angegriffen, durch oxydirendes Erhitzen färbt es sich rasch braun und schmilzt leicht zu einer schwarzen undurchsichtigen Schlacke. Mikrochemisch liessen sich neben Kieselsäure nur Eisen und Magnesia nachweisen.

Durch mehrere Jahre hindurch fortgesetzte Bemühungen, von diesem Mineral für eine quantitative Untersuchung hinreichendes Material zu gewinnen, misslangen, da keine zweite derartige Ausscheidung aufgefunden werden konnte, und die erste ganz zu Dünnschliffen verarbeitet war. Wenn ich nun trotzdem diese fragmentaren Beobachtungen veröffentliche, so geschieht dies hauptsächlich deshalb, weil in einer ganzen Reihe anderer Meteoriten, namentlich in den Eukriten selbst, das gleiche Mineral in weiterer Verbreitung zu beobachten ist, so dass die Möglichkeit immerhin gegeben scheint, aus einem derselben durch Aufopferung einer grösseren Menge Materials das neue Mineral in hinreichendem Masse zu isoliren. Mir selbst steht leider von diesen immerhin recht kostbaren Meteoriten aus der Gruppe der Eukrite kein zu solchen Versuchen ausreichendes Material zur Verfügung.

München, Mineralogisches Institut. E. Weinschenk.

XXIV. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

d'Achiardi Giovanni: Anomalie ottiche dell' Analcima di Montecatini in Val di Cecina. — Pisa 1897.

Billows, Dr. Edoardo: Sulla trasformazione degli assi cristallografici in funzione di indici di spigoli. Padova 1897. — Estr. dalla Rivista di Min. e Cristall. Italiana, Vol. XVIII.

Brauns Reinhard: Die optischen Anomalien der Mischkrystalle von chlor- und bromsaurem Natron. — 32. Bericht der Oberhess. Ges. f. Natur- u. Heilkunde zu Giessen.

Brugnatelli L.: Beiträge zur Kenntnis der Krystallform und des Einflusses der Temperatur auf die Lage der optischen Axen des Saccharins $C_6H_{10}O_5$. — Sep.-Abdr. aus der Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXIX, H. 1 u. 2.

Brunner K.: Ueber Indolinone (III. Abhandlung). — Aus d. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Classe; Bd. CVI, Abth. II b. Juli 1897.

Duparc L. et Pearce F.: Notes sur les formes cristallines de quelques composés organiques et inorganiques. — Extr. du Bull. de la Soc. franç. d. Minéralog. 1897, Tom. XX, Nr. 1 u. 2.

Goldschmidt V.: Ueber Entwicklung der Krystallformen. II. Theil. — Sep.-Abdr. aus der Zeitschr. f. Kryst. etc. Leipzig 1897, Bd. XXVIII, H. 4 u. 5.

Hessel, Dr. Joh. Friedr. Christ. (1830): Krystallometrie oder Krystallonomie und Krystallographie. — 2 Bändchen. Herausgegeben von E. Hess. Leipzig 1897.

Klein C.: Ueber Leucit und Analcim und ihre gegenseitigen Beziehungen. — Sitzungsber. d. kgl. preuss. Akad. d. Wissensch. zu Berlin.

Leiss C.: Mittheilungen aus der Fuess'schen Werkstätte. — Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Paläontol. Jahrg. 1897, Bd. II.

Derselbe: Ueber ein neues, aus Kalkspath und Glas zusammengesetztes Nicol'sches Prisma. — Sitzungsber. d. kgl. Akad. d. Wissensch. Berlin, Sitzung der phys.-math. Classe vom 21. October.

Majorana Qu.: Sulla Riproduzione del Diamante. — Rendiconti Della R. Accademia dei Lincei. Classe di scienzi fisiche, matematiche e naturali. Comunicazioni pervenute all'Accademia prima del 15 agosto 1897.

Minio, Dr. Michelangelo: Studio cristallografico del succinato sodico. Padova 1897. — Estratto dalla Rivista di Miner. e Cristall. Ital. Vol. XVII.

Mügge O.: Ueber Translationen und verwandte Erscheinungen in Krystallen. — Aus d. Nachrichten d. k. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Classe. 1897, H. 2.

Niessel G. v.: Bestimmung der Bahnen zweier am 22. October 1896 in Oesterreich-Ungarn und im Deutschen Reiche beobachteten Feuerkugeln. — Sep.-Abdr. aus Bd. XXXV d. Verhandl. d. naturforsch. Vereines in Brünn. Brünn 1897.

Pfaundler L.: Ueber einen Erdbeben-Registrator mit elektrisch-photographischer Aufzeichnung des Zeitmomentes des Stosses. — Aus d. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Classe. Juli 1897, Bd. CVI, Abth. IIa.

Prior G. T.: On the chemical composition of Zirkelite. — Repr. from The Mineralogical Magazine. Vol. XI, Nr. 52.

Rinne F.: Physikalisch-chemische Untersuchungen am Desmin. — Sep.-Abdr. aus d. Neuen Jahrb. f. Mineral. etc. 1897, Bd. I.

Schulten, A. de: Reproduction artificielle de l'Hydrargillite. — Production artificielle de la Chlorocarbonate de Sodium et de Magnesium. — Bull. de la Soc. Franç. de Min. 1896, Tom. XIX, Nr. 6.

Derselbe: Synthèse de la Hanksite. — Reproduction artificielle de la malachite par un nouveau procédé. Paris 1896.

Derselbe: Sur la Reproduction artificielle de la Darapskite. — Bull. de la Soc. Franç. de Min. 1896, Tom. XIX, Nr. 6.

Stöber, Dr. F.: Ueber eine empfindliche Quarzdoppelplatte. — Ueber ein einfaches Theodolit-Goniometer. — Univ. de Gand. Travaux du Laboratoire de Minéralogie et de Géologie.

Derselbe: Ueber ein einfaches Theodolit-Goniometer und seine Verwendung zu stauroskopischen Bestimmungen. — Sep.-Abdr. aus Groth's Zeitschr. f. Krystallogr. u. Mineral. Bd. XXIX, H. 1—2.

Derselbe: Notice sur un Appareil permettant de tailler un Cristal suivant une direction déterminée et sur une méthode de tailler des plaques a faces parallèles. — Univ. de Gand. Travaux du Laboratoire de Minéralogie et de Géologie.

Teclu Nic.: Zur Kennzeichnung der Flamme. — Sep.-Abdr. a. d. Journ. f. prakt. Chemie. Neue Folge, Leipzig 1897, Bd. LVI.

Tutton, A. E.: Ueber den Zusammenhang zwischen den krystallographischen Eigenschaften von isomorphen Salzen und dem Atomgewicht der darin enthaltenen Metalle. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXIX, H. 1 u. 2.

Vacca G.: Nota sopra una dimostrazione geometrica relativa alla legge di razionalità degli indici. Padova 1897. — Estratto dalla Rivista di Min. e Cristall. Ital. Vol. XVIII.

Viola C.: Ueber ein Universalinstrument für Krystallographie. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXVIII, H. 2.

Derselbe: Ueber Homogenität. I. u. II. Abhandlung. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XVIII, H. 4 u. 5; Bd. XIX, H. 1 u. 2.

Wulff, Dr. L.: Verwendung doppelbrechender Krystallsubstanz. — Sonder-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Instrumentenkunde.

Mineralogie.

d'Achiardi Giovanni: Di alcune forme cristalline della calcite di Montecatini in Val di Cecina. — Estratto dai Processi verbali della soc. Toscana di sci. natur. Pisa 1897.

Baumhauer H.: Neue Beobachtungen am Binnit und Dufrenoysit. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXVIII, H. 6.

Becke F.: Ueber Zonenstructur bei Feldspaten. — Sonderabdr. a. d. Sitzungsber. d. Deutschen naturw. medic. Vereines f. Böhmen „Lotos". 1897, Nr. 3.

Brugnatelli L.: Prime contribuzioni allo studio dei Giacimenti di Amianto della Valle Malenco. Milano 1897.

Chester A. H.: Catalogue of Minerals alphabetically arranged with their Chemical Composition and Synonyms. — Sep.-Abdr.

Duparc L. u. Pearce F.: Note sur quelques applications des sections en zone à la détermination des feldspaths. — Archives des Sciences phys. et nat. Genève 1897, Tom. III.

Habert P. C.: Natur und Verbreitung der Zeolithe in den Schiefern der Alpen. Sonderabdr. a. d. Zeitschr. d. Ferdinandeums. Innsbruck 1897, III. Folge, H. 41.

Derselbe: Neue Zeolithvorkommen in den Tiroler Centralalpen. — Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXVIII, H. 3.

Hussak, Dr. E. und Prior G. T.: On Derbylite, a new Antimono-titanate of Iron from Tripuhy, Brazil. — Repr. from the Mineralog. Magazine. Vol. XI, Nr. 52.

Laspeyres H.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. VIII. Theil. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Leipzig, W. Engelmann, 1897. Bd. XXVII, H. 6.

Mügge O.: Mineralogische Notizen II. — Sep.-Abdr. a. d. Neuen Jahrb. f. Mineral. etc. 1897. Bd. II.

Polak J. M.: Ueber Barytkrystalle von der Bohemia bei Tetschen-Bodenbach. — Sonderabdr. a. d. Sitzungsber. d. Deutschen naturw. medic. Vereines f. Böhmen „Lotos". 1897, Nr. 4.

Viola C.: Das Vorkommen von Lawsonit in der Basilicata (Unteritalien). — Ueber Aetzfiguren am Gips. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXVIII, H. 6.

Derselbe: Ueber den Aragonit von Sicilien und seine Structur. — Sep.-Abdr. a. d. Zeitschr. f. Krystallogr. etc. Bd. XXVIII, H. 3.

Wallerant F.: Mémoire sur la Quartzine et sur l'origine de la Polarisation rotatoire du Quarz. — Extrait du Bulletin de la Société française de Minéral. 1897, Tom. XX, Nr. 1—2.

Weisbach, Dr. Albin: Synopsis Mineralogica. Systematische Uebersicht des Mineralreiches. 3. Aufl., Freiberg 1897.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Ammon L. v.: Gipfelgestein des Elburs. — Abdr. a. d. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. Jahrg. 1897.

Ball John: The serpentine and associated rocks of Davos. — Inaugural-Dissertation for obtaining the degree of doctor of philosophy addressed to the philosophical faculty of the university of Zurich. 1897.

Bascom F.: Aporhyolite of South Mountain, Pennsylvania. — From Bull. Geol. Soc. Am. 1896, Vol. 8.

Becke F.: Bericht über das Erdbeben von Brüx. — Aus d. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Classe. Februar 1897, Bd. CVI, Abth. I.

Derselbe: Bericht über das Erdbeben vom 7. Jänner 1897 im südlichen Böhmerwald. — Aus d. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Classe. März 1897. Bd. CVI, Abth. I.

Boletin del Instituto Geológico de México. Nums. 7, 8 y 9. — El Mineral de Pachuca. Mexico 1897.

Doelter C.: Das krystallinische Schiefergebirge der niederen Tauern der Rottenmanner und Seethaler Alpen. — Sep.-Abdr. d. naturw. Ver. f. Steierm. 1897.

Duparc et Vallot J.: Note sur la constitution pétrographique des régions centrales du massif du Mont Blanc. — Extr. d. Annal. de l'Observatoire du Mont Blanc.

Duparc L. et Pearce F.: Les porphyres quartzifères du Val Ferret. — Arch. d. sc. phys. et nat. Tom. IV, Genève 1897.

Dieselben: Sur les microgranulites du Val Ferret. — Comptes Rend. d. séanc. de à l'Ac. d. scienc. Paris 1897.

Duparc et Boerlage: Contribution à l'étude pétrographique des îles de Sercq, Jersey et Guernesey. — Arch. d. scienc. phys. et nat. Genève 1897, Tom. IV.

Fantappiè Liberto: Nuove osservazioni su Minerali dei „Blocchi erratici" nella regione Cimina. — Estratto dalla Rivista di Mineral. e cristall. Italiana. Vol. XVIII.

Graber, V. H.: Die Aufbruchszone von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Inaugural-Dissertation an der Universität Prag. Wien 1897. — Sep.-Abdr. a. d. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1897. Bd. 47, H. 2.

Hibsch, J. E.: Ueber die Eruptionsfolge im böhmischen Mittelgebirge. — Sonderabdruck a. d. Sitzungsber. d. Deutschen naturw.-medicin. Vereines f. Böhmen „Lotos". 1897, Nr. 1.

Jahn J. J.: Ueber die geologischen Verhältnisse des Cambrium von Tejfovic und Skrej in Böhmen. — Sep.-Abdr. a. d. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1895, Bd. XLV, H. 4.

Ippen J.: Amphibolgesteine der niederen Tauern und Seethaler Alpen. — Graz, Verlag d. naturw. Ver. f. Steierm., 1897.

Kaiser E.: Geologische Darstellung des Nordabfalles des Siebengebirges. — Sep.-Abdr. a. d. Verhandl. d. naturh. Vereins. LIV. Jahrg.

Katzer, Dr. F.: Der strittige Golddistrict von Brasilianisch-Guyana. — Sep.-Abdr. a. d. Oesterr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. XLV. Jahrg. 1897.

Derselbe: Das Wasser des unteren Amazonas. — Sitzungsber. d. kgl. böhm. Gesellschaft d. Wissensch. Math.-naturw. Classe. 1897.

Derselbe: A foz do Tapajós e suas relaçõẽs com a agua subterranea na regiãõ de Santarem. — Sep.-Abdr.

Kehrer, Prof. Dr. F. A.: XIV. Ueber eigenthümliche Concretionen im Nodosuskalk von Leimen bei Heidelberg. — Mittheil. d. grossh. bad. geol. Landesanstalt 1897, Bd. III, H. 3.

Margerie Em.: Catalogue des Bibliographies Géologiques. — Congrès Géologique International, 5. Session Washington 1891, 6. Session Zürich 1894.

Mattencci R. V.: L'apparato dinamico dell'eruzione Vesuviana del 3 Luglio 1895. — Estratto dal Rend. della R. Acc. d. sc. fis. e mathem. di Napoli. Fasc. 4°. Napoli 1897.

Derselbe: Jodio e bromo nei prodotti delle fumarole dell'eruzione. Vesuviana del 1895. — Estratto dal Rend. della R. Acc. d. sc. fis. e mathem. di Napoli. Fasc. 7°, Napoli 1897.

Matteucci R. V. ed Giustiniani E.: Il selenio nei prodotti delle fumarole dell'eruzione Vesuviana del 3 Luglio 1895. — Estratto dal Rend. della R. Acc. d. sc. fis. e mathem. di Napoli. Fasc. 4°. Napoli 1897.

Mrazec L. et Murgoci G. M.: I. Contributions à l'Étude Pétrographique des Roches de la Zone Centrale des Carpathes Méridionales. II. Sur les Gneiss a Cordierite des Montagnes du Lotru. III. La Wertholite du Mont Ursu. — Extrait du Bulletin de la Société des Sciences. Nr. 3.

Petkovšek Johann: Die Baugesteine Wiens in geologisch-bautechnischer Beleuchtung. Wien 1897.

Prinz W.: L'échelle réduite des expériences géologiques permet-elle leur application aux phénomènes de la nature? — Extrait de la Revue de l'Université de Bruxelles. 1896/97, Tom. II.

Riva, Dr. C.: Nuove osservazioni sulle rocce filoniane del gruppo dell'Adamello. — Estratto dagli Atti della Società Ital. di sc. natur. Milano 1897. Vol. XXXVII.

Salomon Wilhelm: Gequetschte Gesteine des Mortirolo-Thales. Stuttgart 1897. — Sep.-Abdr. a. d. Neuen Jahrb. f. Mineralog. etc. Beil. Bd. XI.

Seyfried Ernst v.: Geognostische Beschreibung des Kreuzbergs in der Rhön. — Inaug.-Dissert. Berlin 1897.

Steinmann G.: Geologische Beobachtungen in den Alpen. — Sep.-Abdr. aus Berichte d. naturforsch. Gesellsch. zu Freiburg i. B. Bd. X, H. 2.

Viola C.: La Struttura carsica osservata in alcuni Monti Calcarei della Provincia Romana. — Estratto dal Bollettino del R. Comitato geologico anno 1897, n. 2.

Derselbe: Dynamometamorphose bei Leucitlaven des Herniker Landes. — Bollettino del R. Comitato geologico. 1896, pag. 4 e seq.

Derselbe: Sulle condizioni Geologiche dei Monti della Provincia Romana in Rapporto con la coltura agraria e Silvana. — Estratto dal periodico L'Eco dei Campi e dei Boschi. 1897, anno IV.

Derselbe: Osservazioni geologiche fatte nel 1896 sui monti Simbraini in Provincia di Roma. — Estratto dal Bollettino del R. Comitato geologico anno 1897, n. 2.

Weibull Mats: Basiska eruptiver inom V. Silfbergsfältet in södra Dalarne. Lund 1897.

Wichmann A.: Petrographische Studien über den indischen Archipel. — Sep.-Abdr. aus Natuurkundig Tijdschrift voor Ned. Indië. Dl. LVII, 1897.

Zuber, Dr. Rudolf: Karte der Petroleumgebiete in Galizien. Mit Erläuterungen. Lemberg 1897.

Neue Bücher.

Catalogue des Bibliographies géologiques, rédigé avec le concours des Membres de la Commission Bibliographique du Congrès par Em. de Margerie. Congrès géologique international. 5ième Session, Washington 1891. — 6ième Session, Zürich 1894. Paris, Gauthier Villars et fils, 1896. Grossoctav, XX und 733 Seiten.

Der stattliche Band zerfällt in zwei Theile. Der erste, Partie générale, enthält *A* eine Aufzählung von Werken, welche entweder Geschichte der Geologie oder Literaturnachweise enthalten; *B* eine Bibliographie der periodischen Schriften; *C* eine solche von Personenbibliographien; *D* eine Bibliographie von allgemeinen, nach Materien geordneten Werken; *E* eine Aufzählung von Werken und Zeitschriften, welche Nachweise für allgemeine geographische Geologie und Verzeichnisse von geologischen Karten enthalten. Der zweite Theil, Partie régionale, enthält nach Ländernamen geordnete Bibliographien. Im ganzen sind gegen 4000 Nummern von bibliographischen Hinweisen aufgeführt. Ausführliches Autoren- und Sachverzeichnis erleichtert die Benützung des höchst wertvollen bibliographischen Hilfsmittels.

Glacialerscheinungen in der geologischen Vergangenheit von Dr. O. Herrmann. (Sammlung gemeinverständlicher, wissenschaftlicher Vorträge, herausg. v. Rud. Virchow und W. Wattenbach. N. F. 11. Serie, Heft 244.) Hamburg, Verlagsanstalt und Druckerei A.-G. (vorm. J. F. Richter), 1896. 63 Seiten, Kleinoctav.

Das Heft gibt in Form eines Vortrages eine gute Uebersicht über die Glacialerscheinungen der diluvialen Eiszeit, bespricht dann die Spuren von glacialem Charakter in den älteren geologischen Formationen. Die mit der fortschreitenden Kenntnis sich stetig vermehrenden Spuren von Bildungen eiszeitlichen Charakters in älteren Formationen legen den Zusammenhang der Eiszeiten mit kosmischen periodischen Veränderungen nahe.

Grundzüge der Chemie und Mineralogie, methodisch bearbeitet von Prof. Dr. Rudolf Arendt in Leipzig. Mit 271 in den Text eingeschalteten Abbildungen und einer Buntdrucktafel. 6. vermehrte und verbesserte Auflage. Octav, XV und 409 Seiten. — Leopold Voss, Hamburg und Leipzig 1897.

Das Buch ist ein Schulbuch der Chemie, und als solches wegen seines eigenartigen methodischen Ganges anerkannt. Für die Leser dieser Zeitschrift kommt

in Betracht der Abschnitt VI: Die wichtigsten Mineralien, nach ihrer chemischen Zusammensetzung geordnet, bearbeitet unter Mitwirkung von F. Nies †; S. 151—183, welcher eine allerdings sehr knappe Uebersicht der Krystallsysteme und der wichtigsten Minerale bringt. Dass bei so beschränktem Raum 3 Seiten den Edelsteinen und deren Schlifformen gewidmet werden, während die wichtigen Pseudomorphosen nur in einer Anmerkung, andere Dinge, wie Isomorphie, Polymorphie, gar nicht erwähnt werden, muss auffallen. Der Abschnitt VII: Die wichtigsten Gesteine, bearbeitet von J. Hazard, bringt in knapper Darstellung die wichtigsten Thatsachen der Gesteinslehre in einer den Bedürfnissen eines Schulbuches angepassten Form. Sehr gut ist die Buntdrucktafel, welche die Structuren einiger wichtiger Gesteinstypen anschaulich darstellt.

Krystallographische Winkeltabellen von Dr. Victor Goldschmidt. Berlin, Julius Springer, 1897. Grossoctav, 432 Seiten.

Der Verfasser, einer der Vorkämpfer der zweikreisigen Messung, bietet in dem stattlichen Bande die berechneten Positionswinkel für alle in seinem Index der Krystallformen aufgeführten Minerale und ihre sichergestellten Einzelformen. Durch diese Leistung, welche nur durch die Heranziehung geschickter Mitarbeiter und ein wohlüberlegtes System in der Ausführung der Rechnungen und Rechnungscontrolen in verhältnismässig kurzer Zeit bewältigt werden konnte, ist nun ein Hilfsmittel geboten, wodurch die Bestimmung der Krystallformen durch Messung der Positionswinkel ganz ausserordentlich erleichtert ist. Referent steht nicht an, auszusprechen, dass durch dieses Hilfsmittel erst die Anwendung der zweikreisigen Messung oder Theodolithmethode in der Krystallographie ermöglicht wird; es ist vorauszusehen, dass die unvergleichlichen Vortheile, welche die neue Methode sonst darbietet, nun rasch zu allgemeiner Anwendung derselben führen werden.

Die Publication enthält in alphabetischer Ordnung für 538 Mineralarten nebst den aus dem Index wiederholten Elementen 3 Paare von conjugirten Positionswinkeln, einer dreifach verschiedenen Aufstellung der Krystalle entsprechend. Als ein Vortheil darf es auch hingestellt werden, dass in der Aufstellung und den Elementen, dem praktischen Bedürfnisse entgegenkommend, zumeist wieder die üblichen und eingebürgerten Axenverhältnisse angewendet und die aus theoretischen Gründen im Index eingeführten Umstellungen aufgegeben werden.

Reciproke Krystallformen und reciproke Krystallprojectionen. Von Max Schwarzmann. Mit 9 lithographirten Tafeln. Gr.-Octav, VI und 46 Seiten. Leipzig, S. Hirzel, 1897.

Der Verfasser geht aus von dem Begriff der reciproken regelmässigen Polyeder der Geometrie, welche dadurch charakterisirt sind, dass die Zahl der Flächen, Ecken und Kanten des einen der Zahl der Ecken, Flächen und Kanten des reciproken entspricht (z. B. Oktaëder und Würfel, Pentagondodekaëder und Ikosaëder). Der Verfasser ändert die geometrische Definition reciproker Körper so ab, dass sie auf die Krystallformen anwendbar wird, zunächst für reguläre Körper: man beschreibt eine Kugel um die ideale Krystallform V und construirt zu jedem Eckpunkte die Polarebene. Diese umschliessen einen neuen Körper V^1, der reciprok zu V ist. Die Aufgabe wird dann auch für die übrigen Krystallsysteme gelöst.

In einem Abschnitt: Physikalische Bedeutung der reciproken Körper, erörtert der Verfasser, dass dem Wachsthums-Maximum des einen ein Minimum des reciproken entspricht. Schwarzmann weist hier unter anderem auch darauf hin, dass viele Körper in der Richtung des Minimums der Tenacität ein Maximum des Wachsthums haben. [Flusspath krystallisirt (100), spällt (111), Bleiglanz krystallisirt häufig (111) (? der Ref.), spällt (100)]. Es wäre hiezu zu bemerken, dass Bravais und Mallard, sowie die französische Schule überhaupt gerade auf das Gegentheil aufmerksam gemacht haben; es scheinen daher derartige Speculationen auf unsicheren Füssen zu stehen.

Die reciproken Körper stehen in Beziehung zu einer neuen Art von Projection, die Schwarzmann Flächenprojection nennt. Die Vorschrift für dieselbe lautet: Durch den Mittelpunkt der Kugel und die Kanten des Krystalls lege man Ebenen, welche die Kugel in grössten Kreisen schneiden. Werden diese nach der Methode der stereographischen Projection auf die Zeichenebene projicirt, so entsteht die Flächenprojection, in welcher die Krystallflächen als Theile der Kugeloberfläche, die Kanten als Meridianstücke, die Ecken als Schnittpunkte solcher auftreten. Die Flächenprojection eines Körpers ist gleichzeitig die Polarprojection seines reciproken Körpers und umgekehrt. Diese Flächenprojection gestattet manche Anwendungen, insbesondere bei der Zeichnung von Krystallformen. F. Becke.

Berichtigung.

Das im Text und Anmerkung pag. 499 besprochene, schwarze, dichte Contactgestein ist, wie sich nach weiterer Untersuchung herausstellte, ein Granathornfels, der ziemlich reichlich Feldspath enthält. Der Granat tritt in unregelmässig geformten Körnern auf und ist isotrop. Auch die Feldspathkörnchen sind unregelmässig geformt und nur ganz vereinzelte weisen die feine Zwillingslamellirung der sauren Plagioklase auf. Ferner konnten noch Zoisit und Magnetit nachgewiesen werden.

Dr. R. W. Schaefer.

Register.

B. bedeutet Besprechung.

	Seite
Absonderungsformen	327
Adamello	150
Adamellogruppe, granitische Massen westlich der	252
Aegirin-Augit	558
Alluvium	92
Amphibolgruppe, Zonenstructur	100
Amphibol, s. a. Hornblende.	
Analcimkrystalle	532
Andalusithornfels	223
Andesittrachyt	432
Andesite des Westerwaldes 301, 421,	447
Anglesit	524
Annaberg, Vanadinit v. Galmeikogel b.	519
Antimonit	522
Apatit	559, 565
Apatitnadeln	538
Aplit	533
Aragonit von Ustica	106
— Steiermark	532
Arendt R.: Grundzüge der Chemie und Mineralogie. *B.*	574
Arfvedsonitische Hornblende	558
Arsenkies, Sestrouñ, Analyse	291
Arsenikkies, Cinque valle	522
Astit	150
Augit, abweichend entwickelter	285
— Mittelgebirge	94
— Predazzo	538
— Steiermark	528
— s. a. Pyroxen.	
Augitandesit der Steinburg (Hartenfels), chemische Untersuchung	477
Augitandesit vom Westerwald	462
Augitit	67
Augittrachyt, phonolithischer	424
Ausscheidungsfolge, Beziehungen zu Zonenstructur und Schmelzpunkt	485
Aviolit	150
Bachergebirge	187
Baryt, Cinque valle	524
Basalte, böhmisches Mittelgebirge	23
— der Steiermark	526
Basalttuff, böhmisches Mittelgebirge	20
— der Steiermark	526
Baveno und einige andere piemontesische granitisch-körnige Massen	262
Beck: Geologischer Wegweiser durch das Dresdener Elbethalgebiet. *B.*	300
Becke F.: Aragonit von Ustica	106
— Bemerkungen zu der Abhandlung v. H. C. Oetling über Verfestigung von Silicatschmelzen unter Druck	387
— Mineralvorkommen im Zillerthal	106
— Ueber Zonenstructur der Krystalle in Erstarrungsgesteinen	97
Bensen, Blatt der geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges	1
Bergkrystall v. d. Hügeln b. Trestenik in der Dobrugea	518
Biotit, böhmisches Mittelgebirge	94
Biotit-Diorite	509
Bornitkrystalle, Vorkommen von	289
Bournonit, Cinque valle	523
Braunkohlenflötze	17

Seite

Brauns R.: Ueber Beziehungen zw. d. Schmelzpunkt von Mineralien, ihrer Zonenstructur und Ausscheidungsfolge i. Ergussgesteinen. Temperatur der Laven 485
Brenner, porphyrischer Gneiss . . 544
Brockentuff 58
Bronzit-Diorite 506
Bronzitgabbro 510
Brusio—Val Fontana 247

Calcit, böhmisches Mittelgebirge . . 94
— Steiermark 532
Calcit und seine Pseudomorphosen, Cinque valle 523
Camptonitische Ganggesteine 75
Capstadt, Turmalinhornfels 287
Chabasit, böhmisches Mittelgebirge . 94
Chalcedon, Cinque valle 522
Cima d'Asta 194
Cinque valle, Mineralien von 520
Chlorit 560
Cohen E.: Turmalinhornfels aus der Umgebung der Capstadt 287
Contactbildungen, Nomenclatur der . 143

Dannenberg A.: Die Trachyte, Andesite u. Phonolite d. Westerwaldes 301, 421
Delessit 541
Diabas, Steiermark 536
Diallag, Ivrea 401
Diallagfels 514
Diluvium, böhmisches Mittelgebirge 88
Diopsid-Hedenbergit 558
— -Reihe 565
Dioritaplite 515
Diorite, Reihe der 506
Dobrugea, Bergkrystall 518

Edolit 150
Eisenkappel, granitische Gesteine von 184
Eläolithsyenit 561
Endogene Einschlüsse des Basalts . 537
Engadiner Kerne 245

Seite

Ergussgesteine, Beziehungen zwischen d. Schmelzpunkt v. Mineralien in 485
Erstarrungsgesteine, Zonenstructur d. Krystalle in 97
Eruptivgesteine, tertiäre 19
— Tuffe der tertiären 19
Erythrin vom Val bella am Abhange des Westjoches 524
Erze 559

Feldspath 557
Feldspathbasalt, böhm. Mittelgebirge 26
— Weitendorf 535
Feldspathe, abweichend entwickelte . 285
Fluorit, Cinque valle 525
— von Triebenbach am Oetscher, Niederösterreich 519
Flussabsätze, böhm. Mittelgebirge . . 89
Frank R. v. Horn: Petrographische Untersuchungen üb. d. noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien 391
Frenzel A.: Sylvanit von Kalgoorlie 288
Friedeberg, Vesuvian 384
— Grossular von 518
Fürstenfeld, der Magmabasalt und Palagonittuff bei 526

Gabbro, Bronzit- 510
Galmeikogel, Vanadinit vom 519
Ganggesteine, Mastallonethal . . . 512
— Predazzo 556
— camptonitische 75
— trachytandesitische 84
Gänge des Iselthales 183
— von Prävali 186
Gauteit 84
Gehänge, Lehm und Sand der . . . 91
Gesteine, technisch verwendbare . . 92
Glaseinschlüsse 224
Glimmer 558
Glimmergruppe, Zonenstructur . . . 101
Gneiss, Granat-Sillimanit- 516
— porphyrischer, vom Brenner . . 544
Goldgelbes Mineral in Andesittrachyten 442

Seite

Goldschmidt V.: Krystallographische Winkeltabellen. *B.* 575
Graber H. V.: Der Vesuvian von Friedeberg in Schlesien 384
Granat 558
— aus dem Oltthal in Rumänien . . 518
— im Norit 503
— (Grossular von Friedeberg) . . . 518
— Hornfels 576
— -Sillimanit-Gneiss 516
Granit der Val Trompia 244
Granitische Gesteine von Schwarzenbach und Eisenkappel 184
— -körnige Massen, periadriatische . 109
Grossular von Friedeberg i. Schlesien 518
Grünbleierz, Cinque valle 522
Gümbelit als Versteinerungsmittel . . 492

Harzburgit 502
Hauyntephrit 59
Heimerl A.: Ueber ein Vorkommen von Bornitkrystallen in Tirol . . 289
Herrmann: Glacialerscheinungen. *B.* 574
Hibsch J. E.: Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges 1
— Kaukasische Quarzbasalte mit abweichend entwickelten Feldspathen und Augiten 285
Hintze: Handbuch d. Mineralogie. *B.* 390
Hlawatsch C. und Osann A.: Ueber einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo 556
Hochflächen, Lehm und Sand der . 91
Hochterrasse 89
Hornblende aus Gabbro 409
— böhmisches Mittelgebirge 94
— braune 402
— grüne 403
— Predazzo 558
— magmatische Corrosion 460
— s. a. Amphibol.
Hornblende-Andesit, Westerwald . . 447
— chemische Untersuchung 476
Hornblendediorite 506

Seite

Hornblendegabbro 408
Hornfelse, Nomenclatur derselben . 149
Hornfels, Turmalin- 287
Hypersthen 399

Iffingerkern 176
Ilmenit 539
Iselthal, Gänge des 183
Isenit, Sengelberg 323
Ivrea, der basische Gesteinszug von . 495
— Noritische Gesteine d. Umgebung v. 391

Jamesonit, Cinque valle 522
John C. v.: Zur Analyse des Arsenkieses von Sestrouñ 291

Kalgoorlie, Sylvanit von 288
Kaukasische Quarzbasalte 285
Klausen 212
Kraatz, K. v.: Gümbelit als Versteinerungsmittel 492
Kupferallophan 523
Kupferpecherz 523

Labradorfels 513
Labradorit 502
Lakkolithen 132
Laven, Temperatur der 485
Lehm und Sand der Hochflächen, der Gehänge und der Thalmulden . . 91
Leprese-Sondalo 246
Leucitmonchiquit 77
Leucittephrit 68
Leucit, Vorkommen 94
Leukoxen 559
Liebeneritporphyr 560
Liebisch: Grundriss der physikalischen Krystallographie. *B.* 298
Linarit 525
Linck: Grundriss der Krystallographie. *B.* 299
Literatur . . . 107, 292, 388, 494, 569

Magmabasalt, böhm. Mittelgebirge . 56
— Steiermark 526
— chemische Zusammensetzung . . 533

Seite

Magnetit 530, 540
— böhmisches Mittelgebirge 94
Margerie E. de: Catalogue des Bibliographies géologiques. *B.* 574
Mastallonethal, Der basische Gesteinszug im 495
Melilith in Schmelzen 360
Metamorphosen an den Noriten . . 504
— der Hornblende-Diorite 506
Miaskit grenue 561
Mikroklin 557
Mineralvorkommen des böhmischen Mittelgebirges 94
Mineralvorkommen im Zillerthale . . 106
Monchiquite 76
Monzoni 233
Mittelgebirge, böhmisches 1
Mittelterrasse 90
Muscovit 560

Natrolith 532
Nephelin 557
— -Rhombenporphyr 561
Nephelinbasalt, chemische Zusammensetzung 48
— Vorkommen von 50
Nephelinsyenitporphyr 560
Nephelintephrit 64
Niederterrasse 91
Nomenclatur der Contactbildungen plutonischer Gesteine 143
Norite, Mastallonethal 502
— Metamorphosen an den 505
Noritische Gesteine der Umgebung von Ivrea 391
Norit- und Hornblendegabbro, Uebergangsglieder zwischen 407
Nosean-Hauyngruppe 559
Notizen 106, 384, 492

Oetling, C. F. W. A.: Vergleichende Experimente über Verfestiguug geschmolz. Gesteinsmassen unter erhöhtem und normalem Druck . 331
Oetscher, Fluorit von Triebenbach am 519
Oligocän 6
Olivin im Basalt 529, 538
— Vorkommen 94
— Zonenstructur 98
Oltthal, Granat aus dem 518
Orthoklas 557
Orthoklasporphyr 565
Osann A. und C. Hlawatsch: Ueber einige Gesteine aus der Gegend von Predazzo 556

Palagonittuff 526
Periadriatische granitisch-körnige Massen, über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart . . . 109
Periadriatischer Randbogen, Zusammenfassendes über den 192
Peridotite, Reihe der 511
Perowskit 566
Philippsit 532
Phonolith, böhmisches Mittelgebirge . 69
Phonolithe des Westerwaldes . . 301, 468
— — Chemische Untersuchung . . 474
— trachytischer 561
Piemontesische granitische Massen . 262
Pizzo di Campo 248
Plagioklase im Basalt 537
Plagioklas, siehe auch Feldspath.
Plutonische Gesteine, Nomenclatur der Contactbildungen 143
Polinikgänge 183
Pontresina 249
Ponzainsel, Geologie der 374
Porphyr, Brauner 560
Prävali, Gänge von 186
Predazzo 233
— über einige Gesteine aus der Gegend von 556
Pseudomorphosen des Calcit 523
Pseudomorpher Quarz 521
Psilomelan 523
Pyromorphit, siehe Grünbleierz . . . 522
Pyroxen 558

Seite

Pyroxen-Amphibolgruppe, Zonenstructur 100
Pyroxen, siehe auch Augit, Diallag etc.

Quarz (s. a. Bergkrystall) 522
Quarzbasalte, Kaukasische 285
Quarz-Hypersthen-Diorit 404
Quarz, pseudomorpher nach Fluorit, Calcit und Zinkblende 521

Randbogen, periadriatischer 150
Rhodochrosit 523
Reciproke Krystallformen *B.* . . . 575
Redlich Dr. K. A.: Mineralogische Mittheilungen 518
Riesenfernergruppe 181
Rodewyk A.: Die Titanitkrystalle im Brennergneiss 544

Salomon W.: Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen 109
Sand des böhmischen Mittelgebirges . 91
Schaefer R. W.: Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiete des Mastallonethales 495, 576
Scheelit 525
Schmelzpunkt, Beziehungen zur Zonenstructur und Ausscheidungsfolge . 485
Schneider C. C.: Erwiderung auf Sabatini's: Ueber die Geologie d. Ponzainsel 374
Schwarzenbach, granitische Gesteine 184
Schwarzmann M.: Reciproke Krystallformen u. Kr. Projectionen *B.* . 575
Schwippl: Die Erdrinde. *B.* 300
Seebenit 150
Sengelberg, Gesteine vom Typus . . 455
— Isenit 323
Sestrouñ, zur Analyse des Arsenkieses von 291
Sigmund A.: Die Basalte der Steiermark. 4. Der Magmabasalt und Palagonittuff bei Fürstenfeld . . 526
Sillimanit-Gneiss, Granat- 516
Sodalith 557
Sodalith-Tephrit 62
Steiermark, Basalte der 526
Stilpnosiderit vom Josefistollen, Augustigang 522
Sylvanit vom Kalgoorlie 288

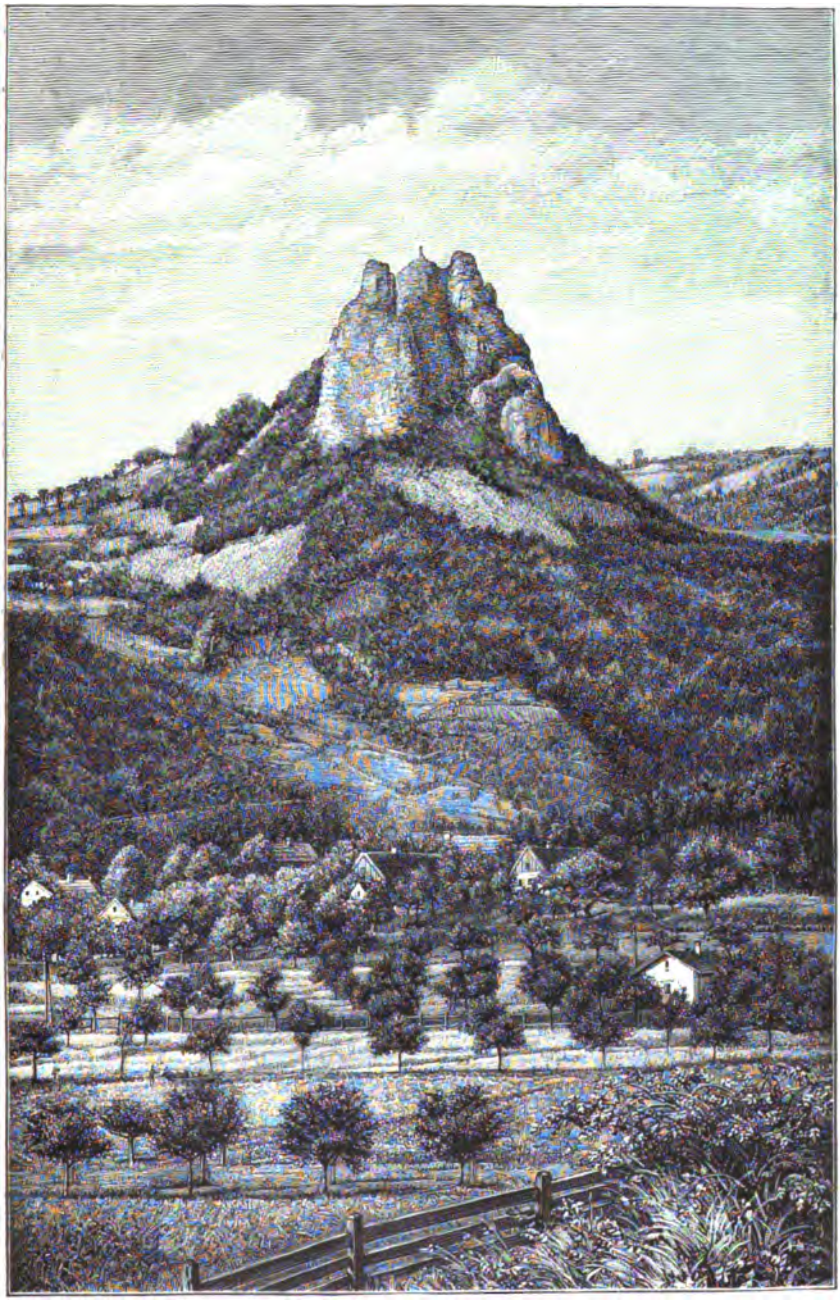
Tephrit, Hauyn- 59
— Leucit- 68
— Nephelin- 64
— Sodalith- 59
Tertiäre Eruptivgesteine 19
Tesobokern bei Roncegno 211
Thalmulden, Lehm und Sand der . 91
Thon 533
Tinguait 72
Titaneisenerz 539
Titanit im Brennergneiss 544
Titanit 559
Titanitgneiss 550
Tonalitmasse, Alter der 174
Trachyte des Westerwaldes . . 301, 421
— böhmisches Mittelgebirge 72
— — Chemische Untersuchung . . 480
Trachitandesitische Ganggesteine . . 84
Trachytischer Phonolith 561
Trestenik, Bergkrystall v. d. Hügeln bei 518
Triebenbach, Fluorit von 519
Tschermak: Lehrbuch der Mineralogie. *B.* 297
Tuff, basaltischer 533
— Basalt- 20
— Brocken- 58
Tuffe der tertiären Eruptivgesteine . 19
Tuffit 14
Turmalinhornfels 287

Ustica, Aragonit von 106

Val bella, Erythrin von 524
Valbellite 513
Val Sassina 252

	Seite
Val Trompia, Granit von	244
Vanadinit vom Galmeikogel bei Annaberg in Niederösterreich . . .	519
Veltliner und Engadiner Kerne . .	245
Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen	331
Verfestigung von Silicatschmelzen unter Druck. Bemerkung zur Abhandlung Oetling's	387
Vesuvian v. Friedeberg in Schlesien	384
Weitendorf, der Feldspathbasalt bei	535
Weitjoch, Erythrin am Abhange des	524
Westerwald, Trachyte, Andesite und Phonolithe des 301,	421
Wülfing: Die Meteoriten in Sammlungen. *B.*	390
Zeolithe 532,	560
Zillerthal, Mineralvorkommen im . .	106
Zirkel: Elemente der Mineralogie. *B.*	297
Zonenstructur, Beziehungen zwischen Ausscheidungsfolge, Zonenstructur und Schmelzpunkt	485
— d. Krystalle i. Erstarrungsgesteinen	97

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.



Nach einer photographischen Aufnahme von Eckert in Prag.

Der Sperlingstein.

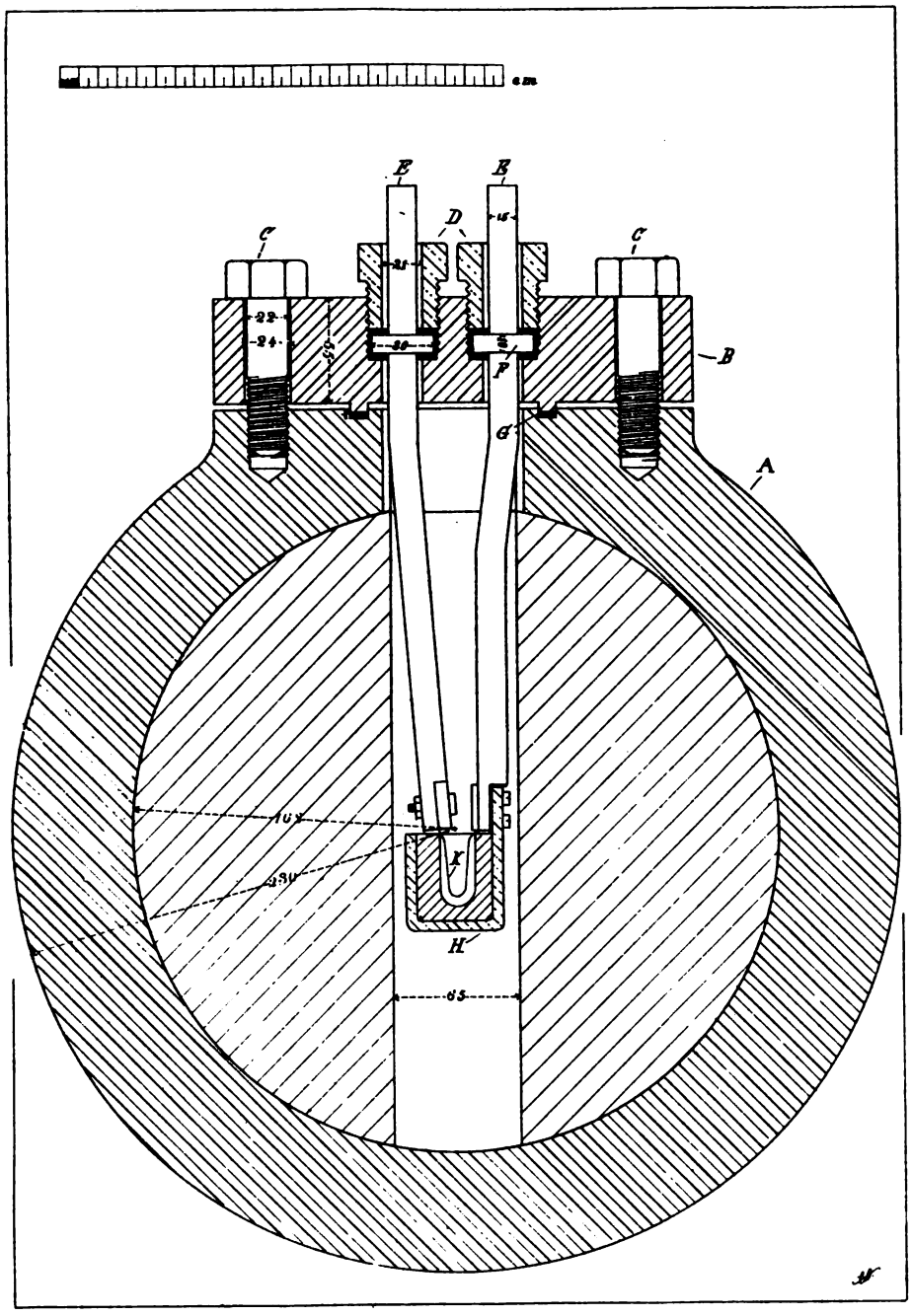
Aus oligocänem Sandstein und Basalttuff ausgeschälte Schlotausfüllung von Nephelinbasanit und Sodalithtephrit. (Vergl. Text pag. 66.)

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.
Mineralog. und petrogr. Mitth. XVII. 1897.

Aufnahme von A. Dannenberg. Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

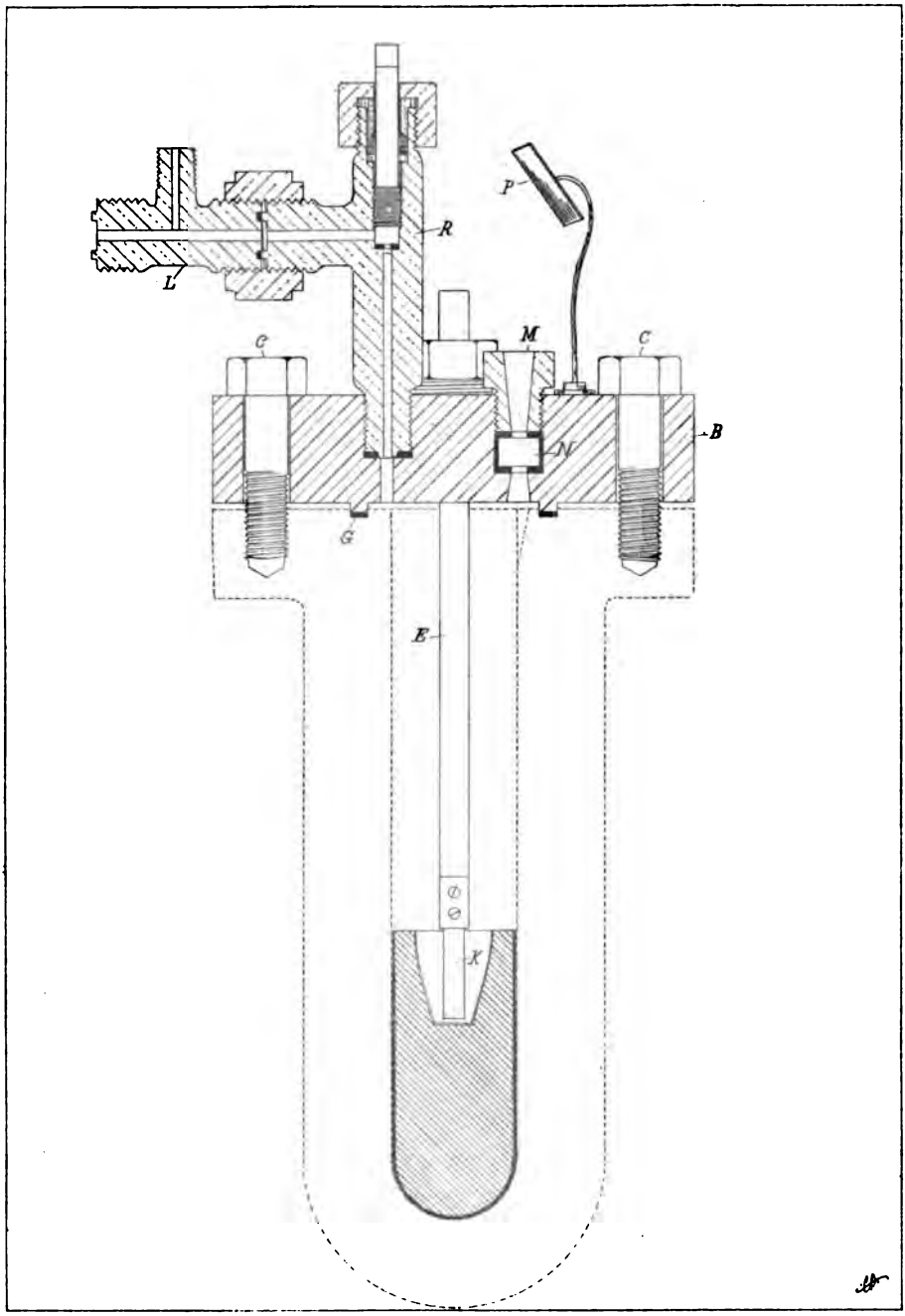
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.



Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.

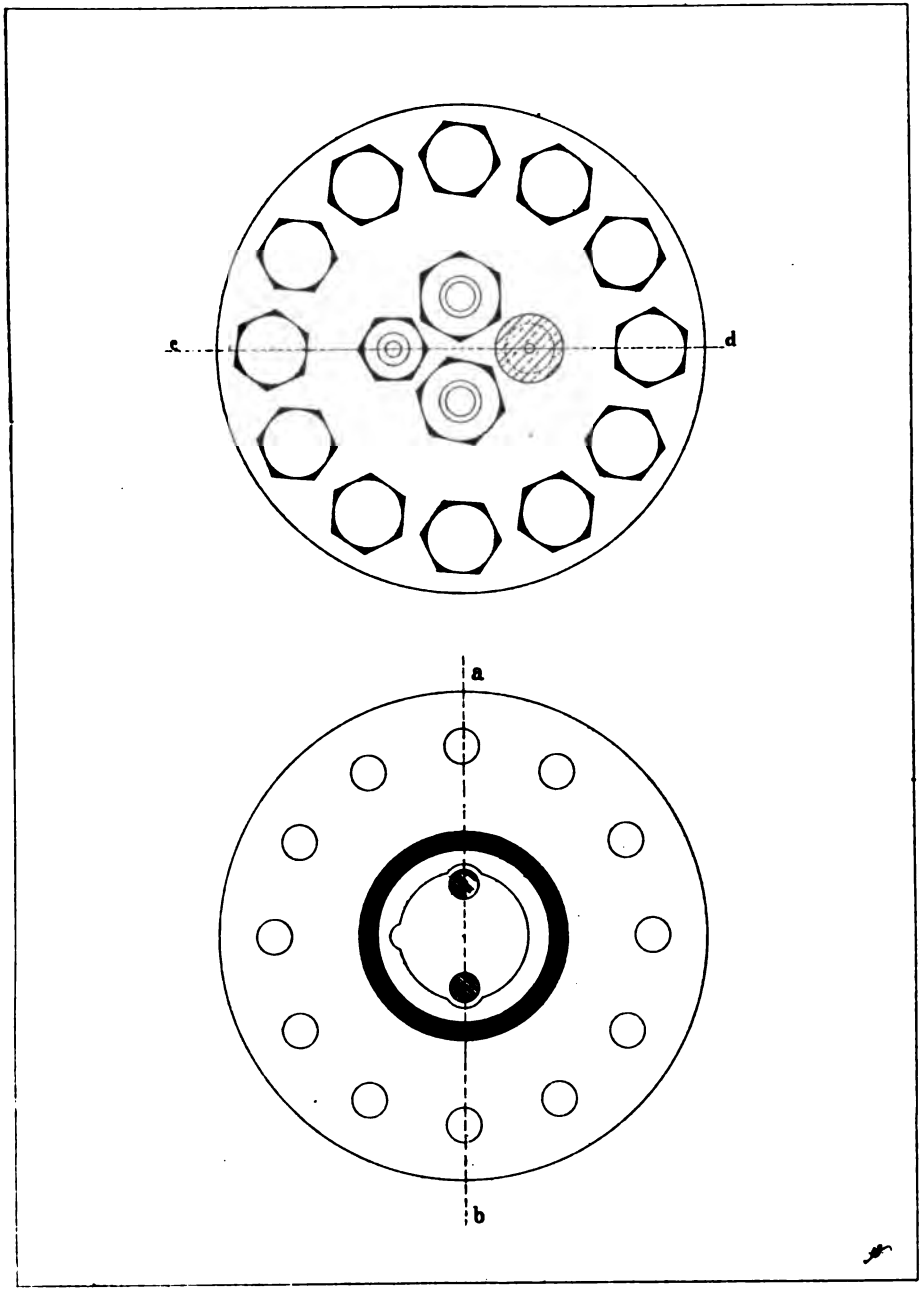


Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.

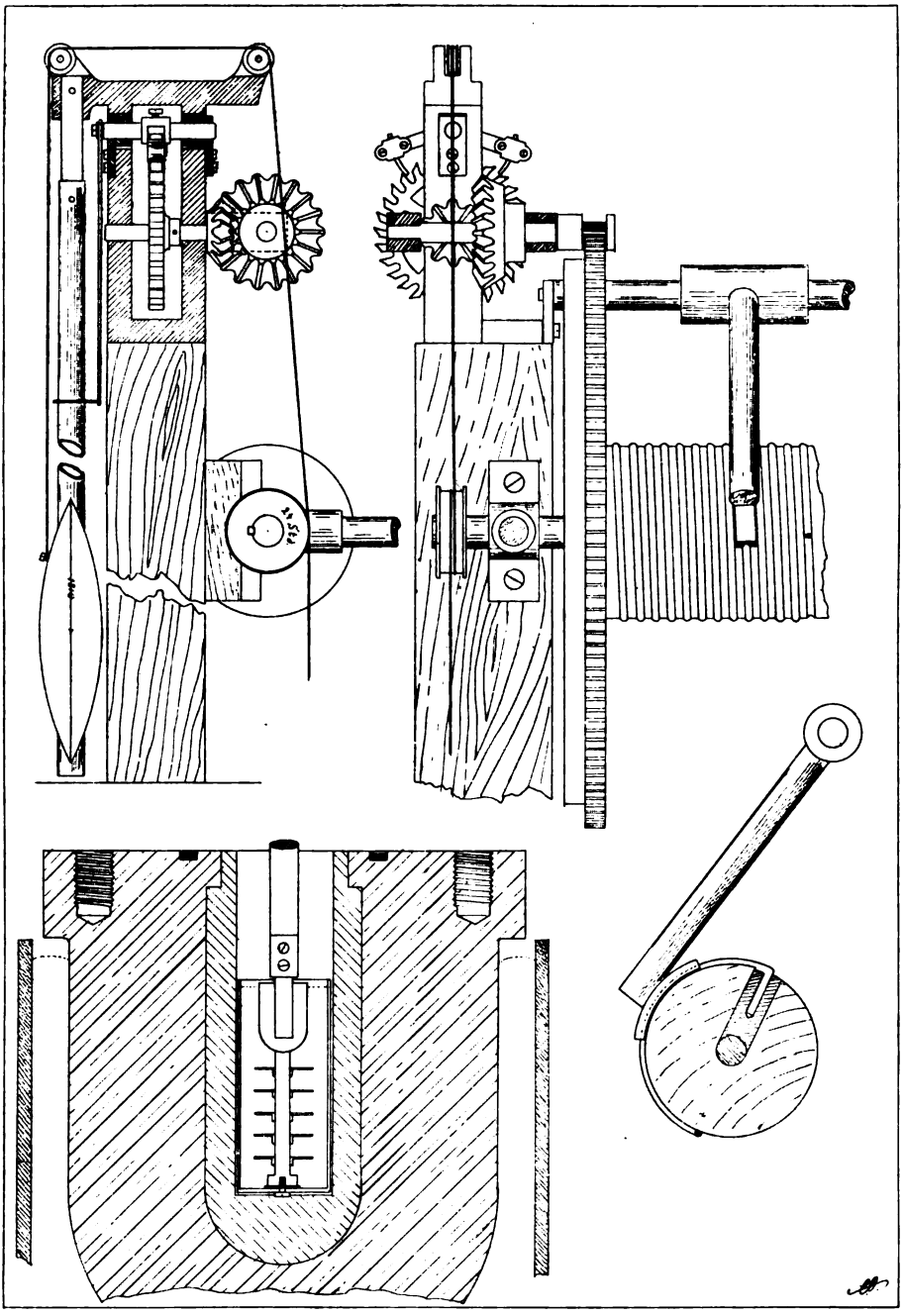
C. Oetling. Verfestigung geschmolzener Gesteinsmassen unter Druck. Taf.V.



Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

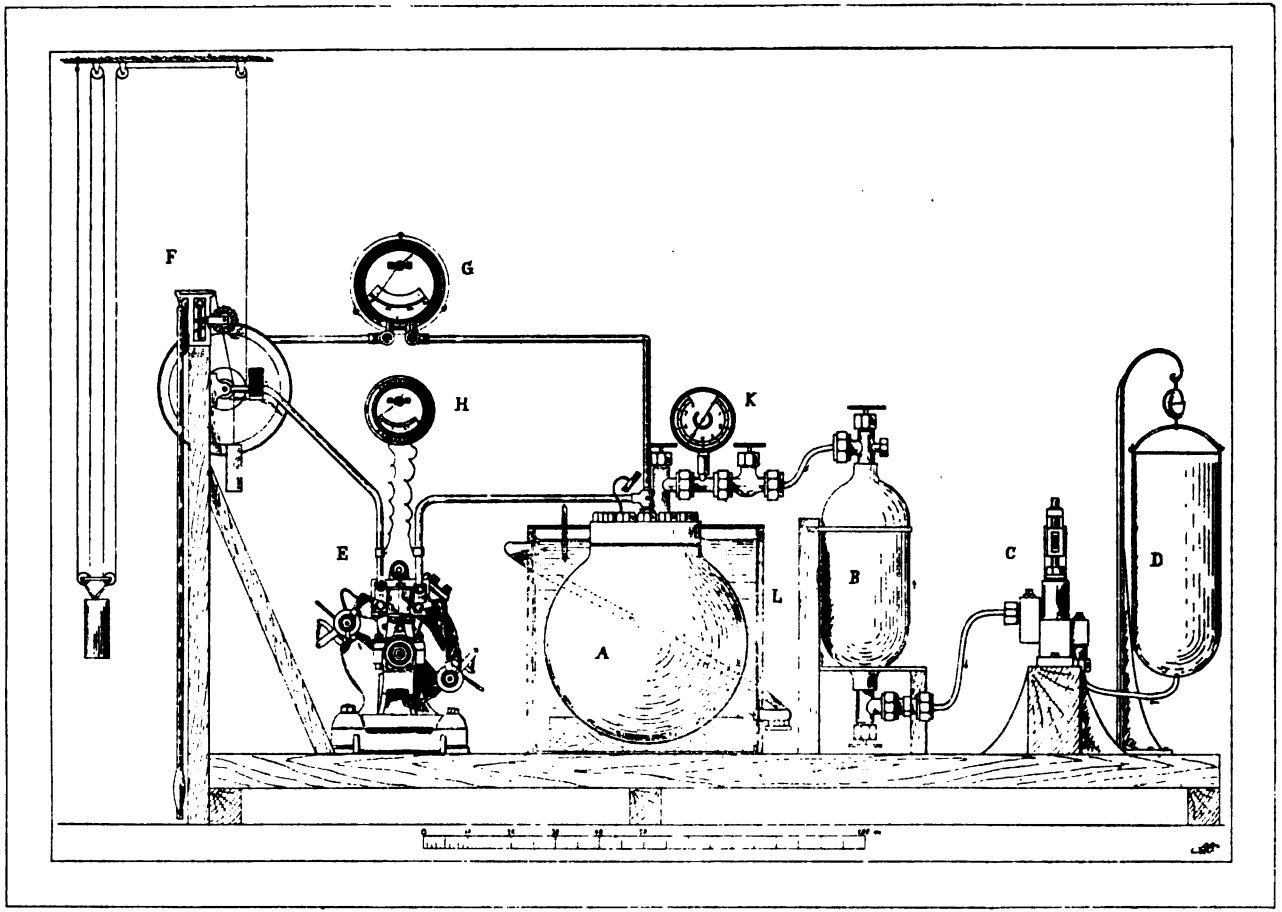
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.



Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

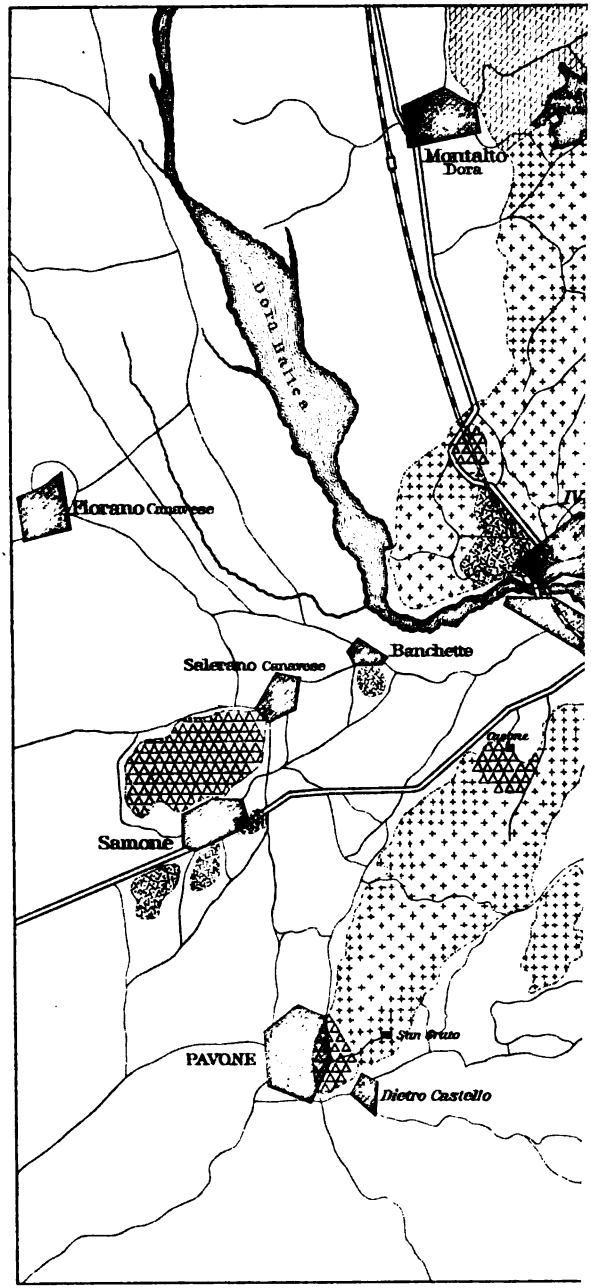
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.



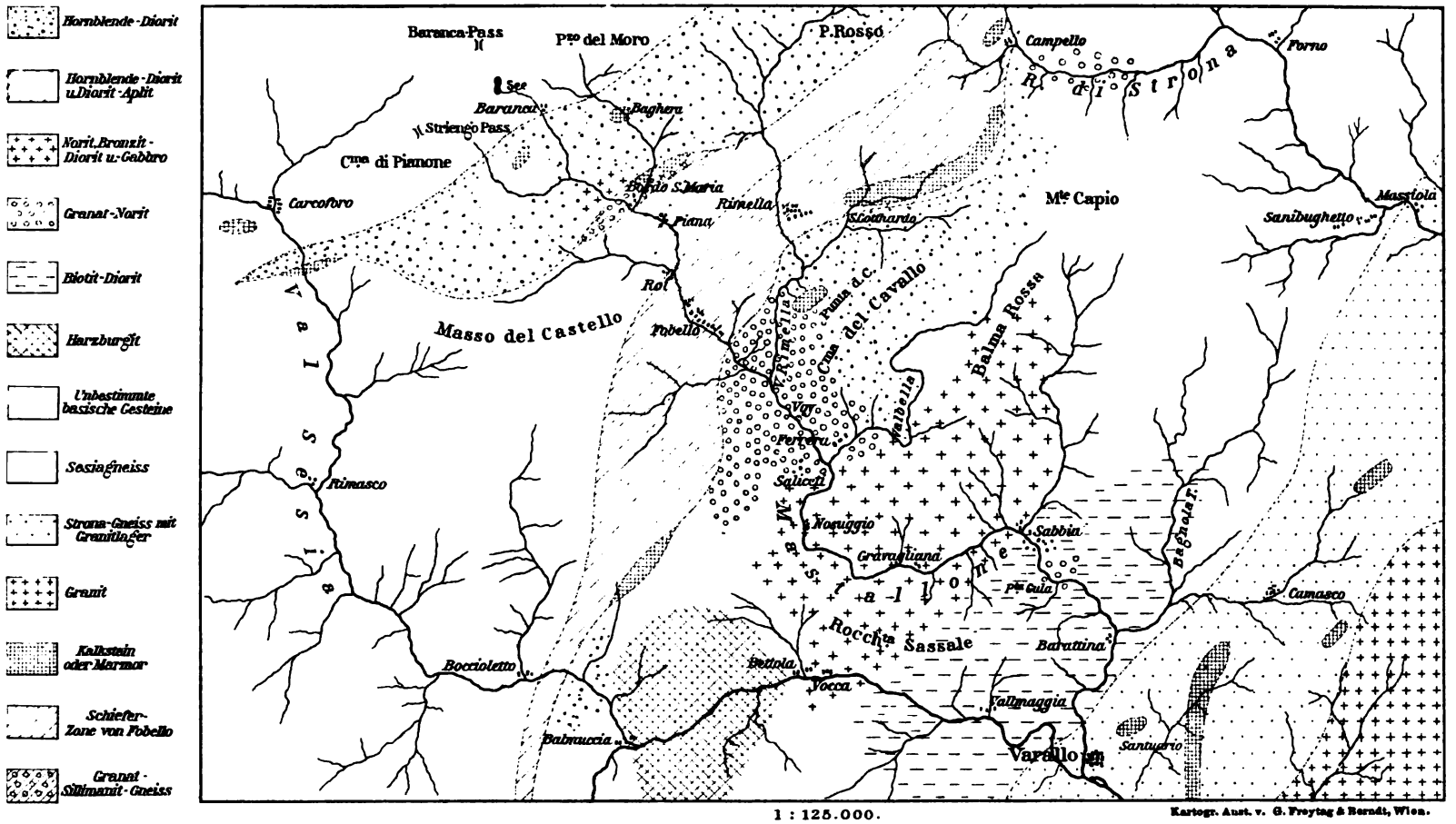
Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.



VERLAG VON ALFRED HÖLDER, K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.



1 : 125.000.

Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.

TSCHERMAK'S MINERALOG. U. PETROGRAPH. MITTHEILUNGEN, BAND XVII, HEFT 6.

VERLAG VON ALFRED HÖLDER. K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.

SERIALS

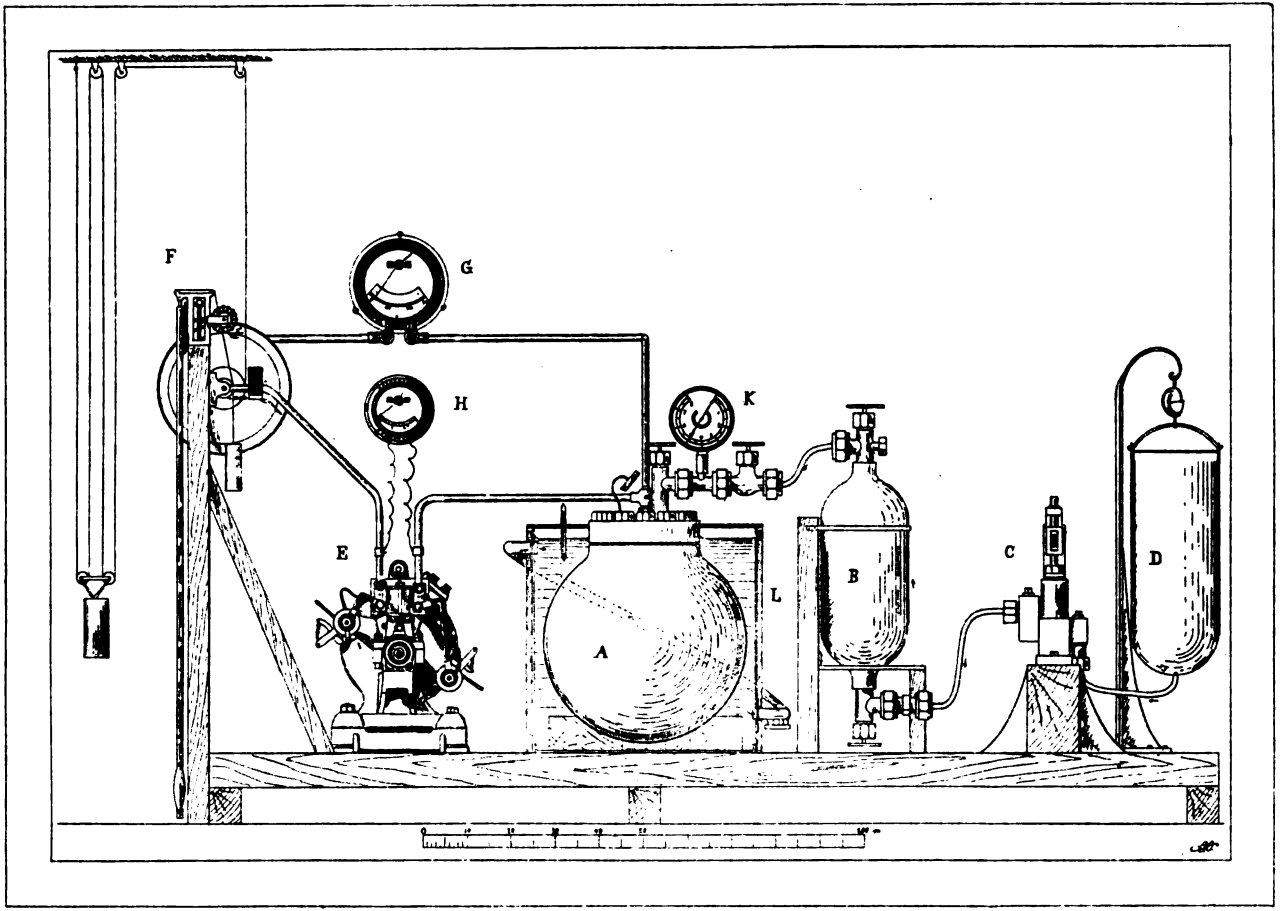
Mineralogische Mittelungen
v. 17, 1897

Filed under Tschermaks

DATE DUE | BORROWER'S NAME

Tschermaks
v. 17, 1897

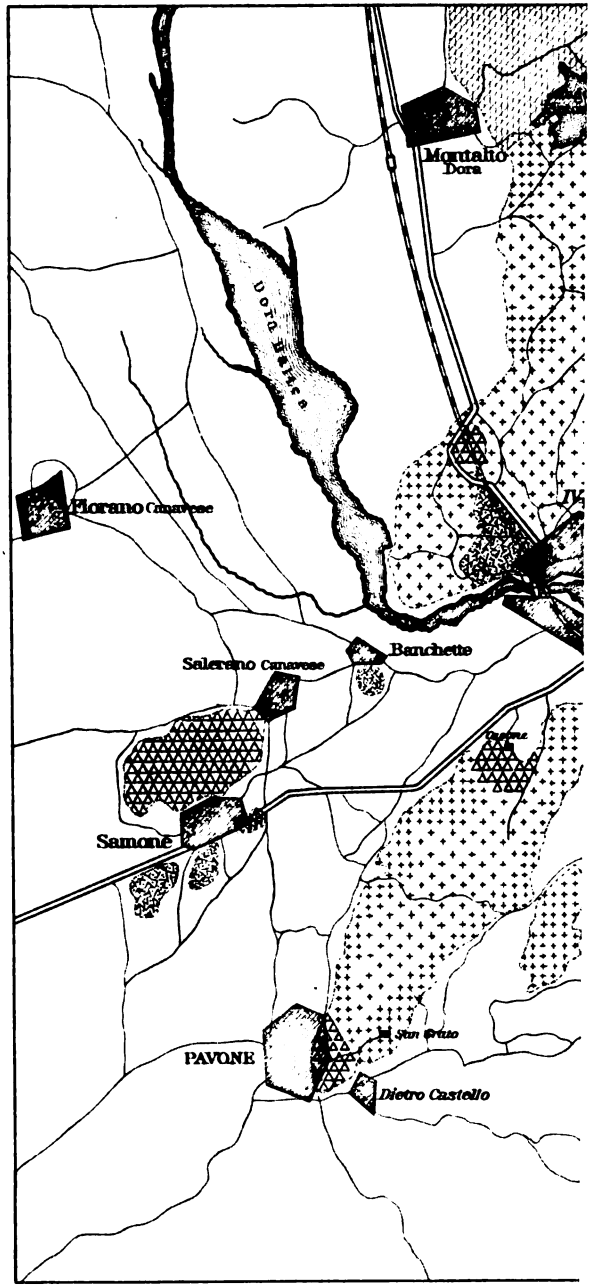
U.S.A.

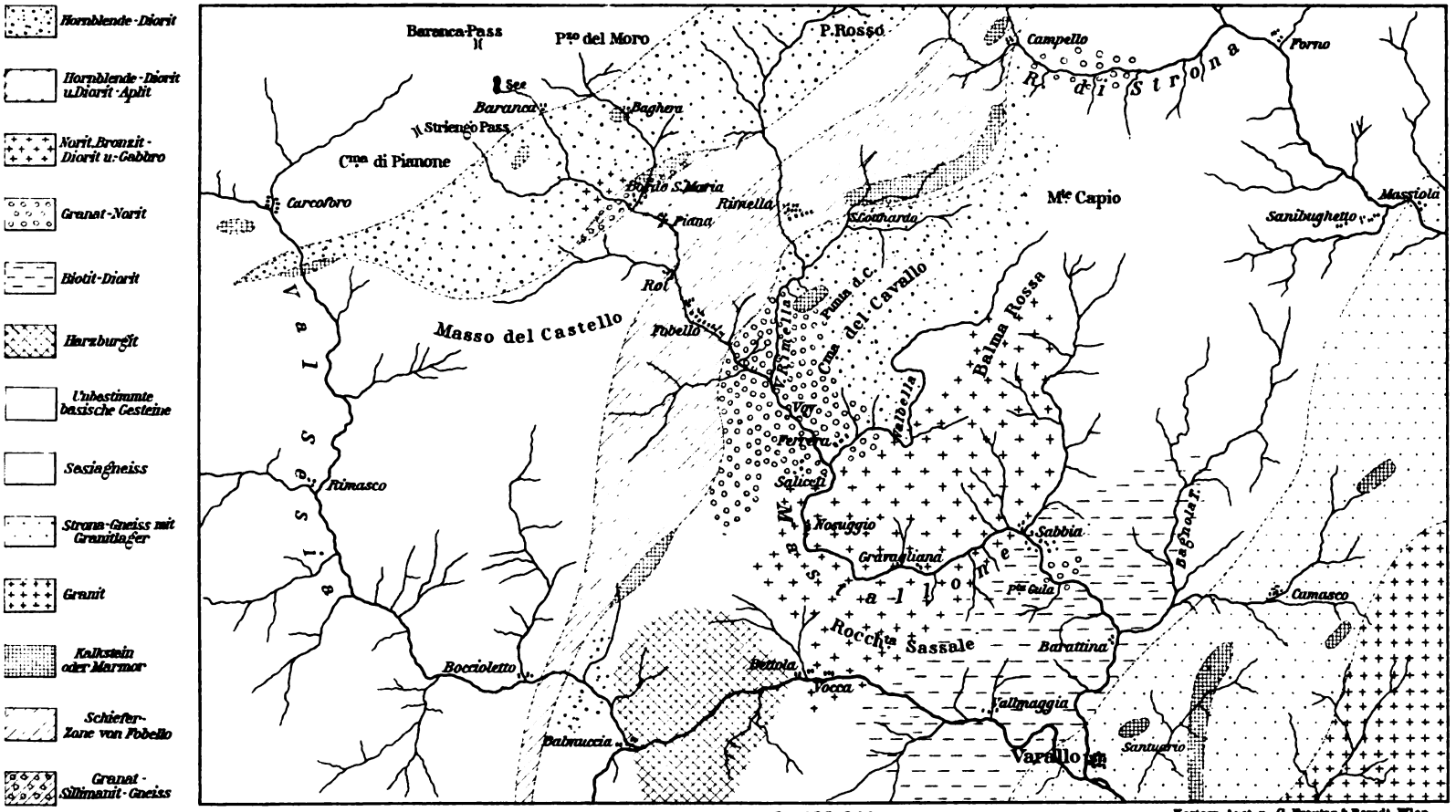


Photolithographie von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XVII, Heft 4.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler, Wien.


Montalto
Dora
Dora Baltea
Florano Canavese
Salerano Canavese
Banchette
Samone
PAVONE
Dietro Castello



TSCHERMAK'S MINERALOG. U. PETROGRAPH. MITTHEILUNGEN, BAND XVII, HEFT 6.

VERLAG VON ALFRED HÖLDER, K. U. K. HOF- U. UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER IN WIEN.

SERIAL

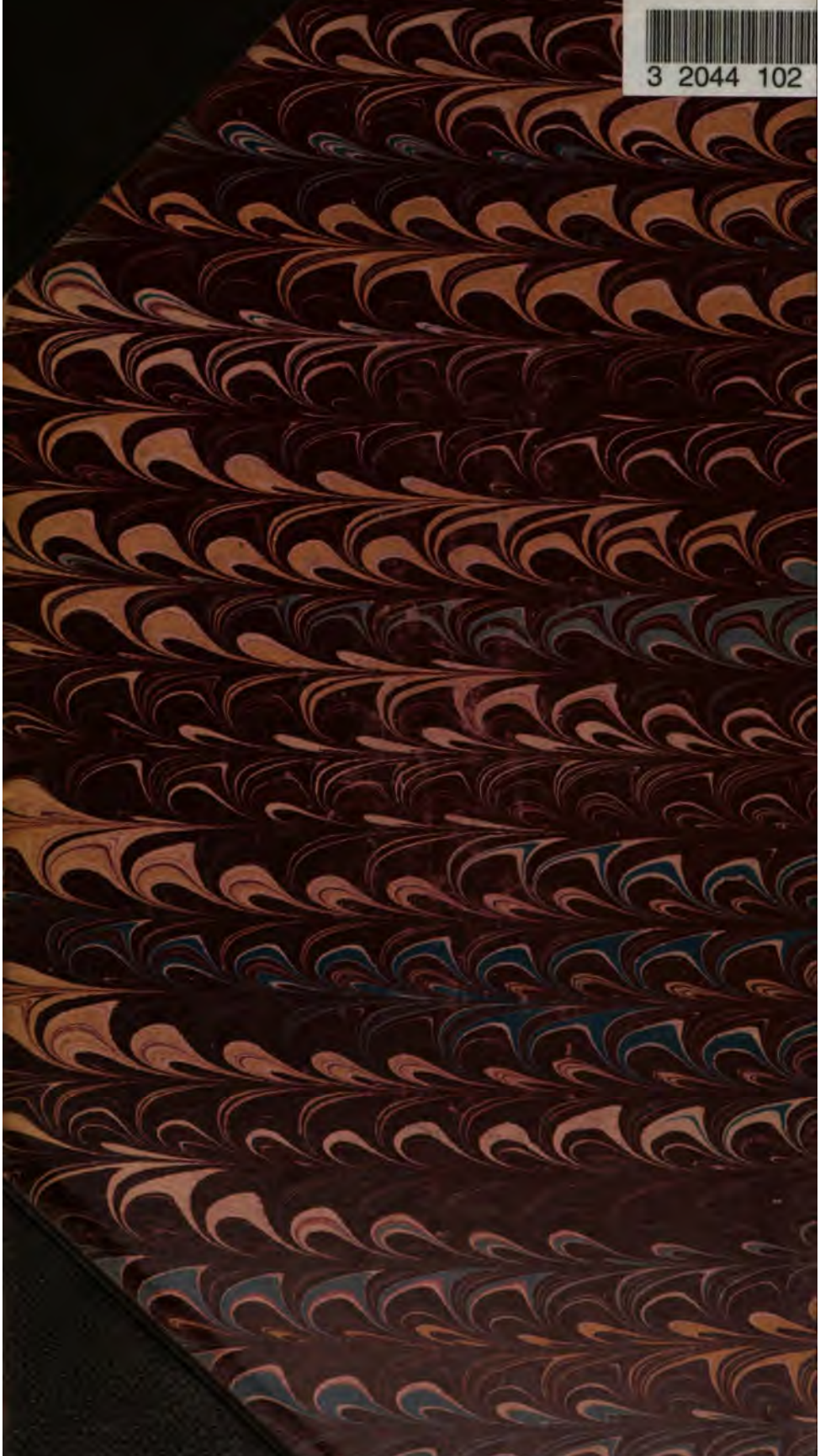
Mineralogische Mittelungen
v. 17, 1897

Filed + Shelved
under Tschermaks

DATE DUE	BORROWER'S NAME

Tschermaks
v. 17, 1897

U. S. A.


3 2044 102